3 1761 07475801 2

Philippson, Alfred
Studien über Wasserscheiden

GB
906
P5

GUST BOHM
WIEN
DOLF-STIFTUNG

Studien

über

Wasserscheiden.

Von

Dr. Alfred Philippson.

Veröffentlicht von dem Verein für Erdkunde zu Leipzig.

Leipzig,
Duncker & Humblot.
1886.

Studien

über

Wasserscheiden.

Von

Dr. Alfred Philippson.

Veröffentlicht von dem Verein für Erdkunde zu Leipzig.

Leipzig
Duncker & Humblot.
1886.

GB
906
P5

LIBRARY
MAR 11 1965
UNIVERSITY OF TORONTO

967046

Inhaltsverzeichniss.

Seite

Literatur 7

Einleitende Bemerkungen 13

Definition 14

Erſter Abſchnitt.

Die erste Anlage der Wasserscheiden 19

A. Allgemeines 19

Bedeutung der letzten Meeresentblößung für die Geſchichte eines Landes 19

Abhängigkeit der Waſſerſcheiden vom Relief zur Zeit der letzten Meeresentblößung 21

Ausgeſtaltung des für die Anlage maſsgebenden Reliefs . . . 23

durch:

1. Wirkungen beim Untertauchen des Landes 23

2. Wirkungen unter Meer 26

3. Vorgänge beim Auftauchen 27

B. Anlage der Waſſerſcheiden beim Auftauchen verſchieden geſtalteter Erdräume 28

Anlage auf Abraſionsflächen 28

Anlage auf Schichtungstafelländern 29

Anlage auf Schollenländern 31

Anlage in Faltungsgebieten 32

Anlage in Aufſchüttungsgebieten 34

Zweiter Abſchnitt.

Seite

Die Verſchiebbarkeit der Waſſerſcheiden 35

A. Neigung der Waſſerſcheiden zur Beſtändigkeit 35

a. Urſachen der Beſtändigkeit 35

b. Durch die Beſtändigkeit erzeugte Gegenſätzlichkeit zwiſchen dem Verlauf der Waſſerſcheiden und der heutigen Bodengeſtalt 36

Durch Härtedifferenzen 37

Durch Epigeneſis der Thäler 38

Durch Dislokationen 38

Wirkungen der Dislokationen auf die Fluſsſyſteme 42

Wirkungen der Flüſſe auf die Dislokationen 44

B. Factoren, welche Ortsveränderungen der Waſſerſcheiden bewirken können 45

a. Allmähliche Ortsveränderung 46

1. Durch Veränderung des continentalen Gefälles 46

2. Durch ſeitliches Rücken der Flüſſe 48

3. Durch ungleich ſtarke Eroſion auf beiden Seiten der Waſſerſcheiden 50

Vorgang und Ende einer ſolchen Verſchiebung 51

Anzapfung der Flüſſe. Bifurkationen im Gebirge . . . 55

Unterſcheidende Merkmale der verſchieden entſtandenen Durchbruchsthäler 58

Urſachen ungleicher Eroſion 59

Niederſchlagsmengen 59. Härte 60. Gefälle 61. Lage der Eroſionsbaſis 62. Cirkusthäler 63.

b. Vernichtung und Neubildung von Waſſerſcheiden 66

1. Durch Dislokationen 66

2. Durch Aufſchüttungen 67

3. Durch Härtedifferenzen der Geſteine 70

4. Durch chemiſche Eroſion 71

Dritter Abſchnitt.

Topographiſche Morphologie der Waſſerſcheiden 73

A. Eigenſchaften des vertikalen Querſchnitts 74

1. Die primärflache und durch Annäherung der Eroſion convexe Waſſerſcheide 74

2. Die einſeitig zugeſchärfte Waſſerſcheide 76

3. Die beiderſeitig zugeſchärfte Waſſerſcheide 76

4. Die durch Verwitterung convexe Waſſerſcheide 77

5. Die ſekundär abgeflachte Waſſerſcheide 78

Seite

B. Eigenſchaften des vertikalen Längsſchnitts 78
1. Gradlinige und gezackte Waſſerſcheide 78
2. Unterſcheidung von Kamm- und Thalwaſſerſcheide . . . 80
Beiſpiele von Thalwaſſerſcheiden 81
Reſchen-Scheideck 82
San Giacomo di Fraèle und Doſſo rotondo 89
Entſtehung der Thalwaſſerſcheiden 92
C. Eigenſchaften der Horizontalprojektion 96
1. Gradliniger Verlauf 96
2. Zickzackförmiger Verlauf 96
3. Ueberſpringender Verlauf 97
4. Strahlenförmiger Verlauf 97
5. Centrale Waſſerſcheiden 97
D. Zuſammenfaſſung 97

Vierter Abſchnitt.

Verlauf der Wasserscheiden in verschieden gebauten Erdräumen . 99
A. Die Waſſerſcheiden auf Abraſionsflächen 100
Skandinavien 100
Erzgebirge 102
Tſin-ling-shan 103
Bretagne 103
Eifel 104
Taunus 108
Hunsrück 109
Harz 114
Weald 116
Penniniſche Hügel 118
B. Die Waſſerſcheiden in Schollenländern 118
Südafrika und Dekan 118
Shan-tung 119
Etschbuchtgebirge 120
Colorado-Tafelländer 121
Mitteleuropäiſche Schollenländer 122
Garonnebecken 123
a. Ueberſicht der Abflußſyſteme: 1. im nordfranzöſiſchen Becken 123. 2. im öſtlichen England 125. 3. im ſüddeutſchen Senkungsgebiet 125.
b. Verhältniſs der Abflußſyſteme zur Tektonik: 1. im nordfranzöſiſchen Becken 126. 2. im ſüddeutſchen Senkungsgebiet 137.
c. Entwickelung der heutigen Verhältniſſe 142.

Seite

C. Die Waſſerſcheiden in Faltengebirgen 147
1. Schweizer Jura 148
2. Oſtcordillere von Columbia 149
3. Alleghany-Gebirge 149
4. Tien-shan und Altai 151
5. Randgebirge der Hochländer. Himalaya u. a. 153
6. Alpen 157
7. Karpathen 160
D. Zuſammenfaſſung. Concordanz und Discordanz der Waſſerſcheiden . 161
Schluſs 163

Literatur.

Austen, President's Address Geogr. Section Brit. Assoc.; Proceed. R. Geogr. Soc. V. 1883, p. 610 ff.

„ The Mountain Systems of the Himalaya. Proceed. R. Geogr. Soc. VI. 1884, p. 83 ff. (Karte.)

Benecke, Ueber die Trias in Elſaſs-Lothringen und Luxemburg. Abhandlungen zur geolog. Specialkarte von Elſaſs-Lothringen. I, 4. Straſsburg 1877.

Blankenhorn, Die Trias am Nordrande der Eifel. Abhandlung zur geolog. Specialkarte von Preuſsen. Berlin 1885.

Bonney, On the formation of Cirques. Quart. Journ. Geolog. Soc. 1871, p. 312 ff.

„ On Mr. Helland's theory of the formation of Cirques. Geolog. Magazine, N. Ser. IV. 1877, p. 273 ff.

Boussinesq, Essai sur la théorie des eaux courantes. Mémoires présentés par div. savants à l'Acad. des Sciences de l'Institut de France. Scienc. math. et phys. XXIII. Paris 1877.

Burat, Géologie de la France. Paris 1874.

Cornet et **Briart,** Sur le relief du sol en Belgique après les temps paléozoiques. Annales Soc. Géol. de Belgique. IV. Liège 1877.

Cornuel, Mémoire sur les terrains crétacé infér. et supra-jurassique de l'arrond. de Vassy. Mém. Soc. Géol. de France. Sér. 1, T. IV. Paris 1841, p. 229 ff.

de Cossigny, Le crétacé du sud du bassin Parisien. Bullet. Soc. Géol. de France. Sér. 3, T. IV, p. 230 ff.

Credner, Die Geognoſie und der Mineralreichthum des Alleghany-Syſtems. Petermann's Mittheilungen. XVII. 1871, S. 41 ff.

Dana, Geolog. Report of the exploring expedition under Capt. Wilkes. 1849. (Nach Citat.) — Manual of Geology. 1863.

„ The southward discharge of Lake Winipeg. Amer. Journal of Science and Arts. III. Ser. Vol. 24.

Daubrée, Application de la méthode expérimentale au relief du sol. Bullet. Soc. Géol. de France. Ser. 3, T. VII, p. 141 ff.

v. Dechen, Geolog. Ueberſichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Weſtfalen. 2. Ausg. Berlin 1883.

„ Erläuterungen der geolog. Karte der Rheinprovinz und der Provinz Weſtfalen. Bonn 1870—1884.

Deffner, Die Lagerungsverhältniſſe zwiſchen Schönbuch und Schurwald. Württembergiſche naturwiſſenſchaftliche Jahreshefte. XVII. 1861, S. 170 ff.

„ und **Fraas,** Die Juraverſenkung bei Langenbrücken. Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1859, S. 1 ff., S. 513 ff.

Delitsch, Deutſchlands Oberflächenform. Breslau 1880.

Dollfus, Essai sur la détermination de l'âge du soulèvement du pays de Bray. Bullet. Soc. Géol. de France. Ser. 3, T. IX, 1881, p. 112 ff.

Douvillé, Le tertiaire du Gatinais. Bullet. Soc. Géol. de France. S. 3, T. IV, p. 92 ff.

Dutton, The tertiary history of the Grand Cañon District. Monographs Un. St. Geol. Survey. II. Washington 1882.

Erdmann, Exposé des formations quaternaires de la Suède. Atlas.

Foster and **Topley,** On the superficial deposits of the Valley of the Medway. Quart. Journ. Geol. Soc. 1865, p. 443 ff.

Fraas, Geognoſtiſche Beſchreibung von Württemberg, Baden u. Hohenzollern. Stuttgart 1882.

Geistbeck, Die Seen der deutſchen Alpen. Mittheil. d. Ver. f. Erdk. zu Leipzig 1884. L. 1885, S. 203 ff.

Gilbert, Report on the Geology of the Henry M. Washington 1877.

Gosselet, Observations sur les limites des bassins hydrographiques de la mer du Nord et de la mer de la Manche. Annales Soc. Géol. du Nord, Lille VIII, 1881, p. 29 ff.

Grebe, Ueber die Quarzitſattel-Rücken im ſüdöſtl. Theile des Hunsrück. Jahrb. d. preuſs. geol. Landesanſtalt 1880.

„ Ueber das Ober-Rothliegende, die Trias etc. in der trierſchen Gegend. Ebendaſ. 1881.

„ Ueber die Trias-Mulde zwiſchen dem Hunsrück u. Eifel-Devon. Ebendaſ. 1883.

Gümbel, Geognoſtiſche Beſchreibung des Königreichs Baiern. Gotha, II, 1868, III, 1879.

Hann, Handbuch der Klimatologie. Stuttgart 1883.

Hartung, Beitrag zur Kenntniſs von Thal- u. Seebildung. Zeitſchrift d. Geſellſch. f. Erdkunde zu Berlin. XIII, 1878.

Hébert, Ondulations de la craie dans le bassin de Paris. Bullet. Soc. Géol. de France. S. 2, T. XXIX, 1872, p. 446 ff.

Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung. I. Baſel 1878.

Helland, Verſchiedene kleinere Aufſätze, auszüglich mitgetheilt in Penck's: Norwegens Oberfläche; beſonders: Om Botner og Säkkedale. Geolog. För. Förh. II. Nr. 9. Stockholm.

Hettner, Reiſen in Kolumbien. Verhandlungen der Geſellſch. f. Erdkunde zu Berlin. XII, 1885.

Jukes (Beete), On the Mode of Formation of the river valleys in the South of Ireland. Quart. Journ. Geol. Soc. 1862, p. 391 ff.

Kinahan, Valleys and their relation to fissures, fractures and faults. London 1875.

„ Geological Magazine 1869, p. 109 ff.

Kjerulf, Ein Stück Geographie in Norwegen. Ztſchr. d. Geſellſch. f. Erdk. z. Berlin. XIV. 1879.

„ Die Geologie des ſüdl. u. mittl. Norwegen. Deutſch von Gurlt. Bonn 1880.

Koch, Ueber die Gliederung der rhein. Unter-Devon-Schichten zwiſchen Taunus und Weſterwald. Jahrb. d. preuſs. geolog. Landesanſtalt 1880.

„ Sectionen Eltville, Langenſchwalbach, Königſtein der geolog. Specialk. v. Preuſsen.

von Koenen, Ueber geolog. Verhältniſſe, welche mit der Emporhebung des Harzes in Verbindung ſtehen. Jahrb. d. preuſs. geolog. Landesanſt. 1883.

Kollbrunner, Zur Morphologie der Thalbildungen u. Fluſsſyſteme. Progr. d. Thurgauer Kantonsſchule. Frauenfeld 1877.

Krümmel, Einſeitige Eroſion. Ausland 1882, S. 30 ff., 45 ff.

de Lapparent, Le soulèvement du pays de Bray. Bullet. Soc. Géol. de France. S. 2, T. XXIX, 1872, p. 231 ff.

von Lasaulx, Ueber die Tektonik und die Eruptivgeſteine der franz. Ardennen. Bonn 1884. Separatabdr. aus d. Ztſchr. d. naturh. Ver. f. Rheinland u. Weſtf.

Laspeyres, Kreuznach und Dürkheim a. d. Haardt. Ztſchr. d. deutſch. geolog. Geſellſch. XIX. 1867, S. 803 ff.

„ Erläuterungen z. geol. Specialk. v. Preuſsen, Sektion Zörbig.

Lebesconte, Le bassin tertiaire de Rennes. Bullet. Soc. Géol. de France. S. 3, T. IV, p. 451 ff.

Lebour, On the denudation of Western Britanny. Geolog. Magazine 1869, p. 442 ff.

Lepsius. Ueber den bunten Sandſtein in den Vogeſen. Ztſchr. d. deutſch. geolog. Geſellſch. XXVII. 1875, S. 83 ff.

„ Das weſtliche Süd-Tirol. Berlin 1878.

„ Die oberrheiniſche Tiefebene. Forſchungen z. deutſchen Landes- und Volkskunde. Stuttgart 1885.

Michel-Lévy et **Velain,** Les lambeaux de Lias surélevés du Morvan. Bullet. Soc. Géol. de France. S. 3, T. VII, p. 901 ff.

Leymerie, Mémoire sur le terrain crétacé du dép. de l'Aube. Mém. Soc. Géol. de France. S. 1, T. IV. Paris 1841, p. 291 ff.

Loftus, Geology of the Turko-Persian frontier. Quart. Journ. Geol. Soc. XI. 1855, p. 247 ff.

Lossen, Geognoſtiſche Beſchreibung der linksrhein. Fortſetzung des Taunus. Ztſchr. d. deutſch. geol. Geſellſch. XIX, 1867, p. 509 ff.

„ Ueber den Zuſammenhang zwiſchen Falten, Spalten und Eruptivgeſteinen im Harz. Jahrb. d. preuſs. geol. Landesanſtalt 1882.

„ Geognoſtiſche Ueberſichtskarte des Harzgebirges. Berlin.

Löwl, Die Entſtehung der Durchbruchsthäler. Petermann's Mittheil. 1882, S. 405 ff.

„ Das Problem der Fluſsdurchbrüche. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanſt. Wien 1883.

„ Ueber Thalbildung. Prag 1884.

Mackintosh, Geological Magazine 1866, p. 387 ff.

Maw, Verſchiedene Abhandlungen im Geological Magazine 1866. (Beſonders Subaërial and marine Denudation.)

Medlicott and **Blanford**, Manual of the geology of India. Calcutta 1879.

de Mercey, Coupes de la Carte géol. de la Somme. Bullet. Soc. Géol. de France. S. 3, T. IV, p. 559 ff.

de Morgan, Les terrains crétacés de la vallée de la Bresle. Bullet. Soc. Géol. de France. S. 3, T. VII, p. 197 ff.

Mösch, Der Aargauer Jura. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, IV. u. X. Bern 1867 u. 1874.

de la Moussaye, La vallée de la Vesle. Bullet. Soc. Géol. de France. S. 3, T. VI, p. 32 ff.

Penck, Norwegens Oberfläche. Ausland 1882, S. 190 ff.

„ Die Vergletſcherung der deutſchen Alpen. Leipzig 1882.

„ Alte und neue Gletſcher in den Pyrenäen. Ztſchr. d. deutſch-öſterreich. Alpenvereins 1884, p. 468 ff.

„ Ueber Periodicität der Thalbildung. Verh. d. Geſellſch. f. Erdk. z. Berlin. XI. 1884.

„ Mitteleuropa in Kirchhoff's Länderkunde der fünf Erdtheile. I. Leipzig 1886.

Philippson, Ein Beitrag zur Eroſionstheorie. Petermann's Mittheil. 1886, S. 67 ff.

Powell, Exploration of the Colorado River. Washington 1875.

Ramsay, Reports Brit. Association 1847. (Nach Citat.)

„ On the erosion of valleys and lakes. Philos. Magazine 1864, p. 293 ff.

„ The physical history of the valley of the Rhine. Quart. Journ. Geol. Soc. XXX. 1874.

Ramsay, The physical geology and geography of Great Britain. 5th ed. London 1878.
Reyer, Aenderungen der Flufsläufe in Toscana. Ztfchr. d. Gefellfch. f. Erdk. z. Berlin. XVIII. 1883.
von Richthofen, China. Berlin 1877—1882.
„ Führer für Forfchungsreifende. Berlin 1886.
Rothpletz, Das Rheinthal unterhalb Bingen. Notiz in d. Ztfchr. d. deutfch. geol. Gefellfch. XXXVI. 1884, p. 694 f.
Rütimeyer, Ueber Thal- und Seebildung. 2. Aufl. Bafel 1874.
Schlagintweit, R., Ueber Erofionsformen der indifchen Flüffe. Ztfchr. f. allgem. Erdk. 1857.
Schneider, Studien über Thalbildung aus der Vorder-Eifel. Ztfchr. d. Gefellfch. f. Erdk. z. Berlin 1883, H. 1.
Simony, Ueber die Alluvialgebilde des Etfchthales. Sitzungsbericht d. Wien. Akad. d. Wiff., Math.-naturw. Klaffe, Bd. XXIV, 1857, S. 455 ff.
von Sonklar, Allgemeine Orographie. Wien 1873.
Sprung, Lehrbuch der Meteorologie. Hamburg 1885.
Stapff, Ueber Veränderungen im Abfluffe von Seen. N. Jahrb. f. Miner., Geol. u. Paläont. 1882, S. 110 ff.
Steinmann, Geolog. Führer der Umgegend von Metz. 4. Jahresbericht d. Ver. f. Erdk. zu Metz pro 1881, S. 79 ff.
Studer, Lehrbuch d. phyfik. Geographie u. Geologie. I. Bern 1844.
„ et **Escher,** Carte géologique de la Suisse. 2e éd. Winterthur.
Supan, Studien über die Thalbildung des öftlichen Graubündens und der Tiroler Centralalpen. Mittheil. d. Geogr. Gefellfch. zu Wien 1877.
„ Grundzüge der phyfifchen Erdkunde. Leipzig 1884.
Süss, Säkulare Schwankungen des Meeresfpiegels. Verh. d. k. k. geol. Reichsanft. 1880, S. 176 f.
„ Das Antlitz der Erde. I. Wien 1885.
Tasche, Erläuterungen zur geol. Specialkarte des Grofshrzgth. Heffen. Herausgeg. vom mittelrhein. geolog. Verein. — Sektion Schotten. Darmftadt 1859.
Theobald u. **Weilenmann,** Die Bäder von Bormio. I. St. Gallen.
Tietze, Die Tektonik des Albursgebirges. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanft. 1877, S. 375 ff.
„ Die Bildung von Querthälern. Ebendaf. 1878, S. 581 ff.; 1882, S. 685 ff.; Verhandl. d. k. k. Reichsanft. 1878, S. 212.
Tyndall, On the conformation of the Alps. Philos. Magaz. 1864, p. 255 ff.
Velain, Les terrains stratifiés et les failles du Morvan. Bullet. Soc. Géol. de France. S. 3, T. VII, p. 766 ff.
Vilovo, Das feitliche Rücken der Flüffe. Gäa XVII.
Vogelgesang, Geologifche Ausflüge in den Schwarzwald. Ausland 1870, S. 439 ff., 463 ff.

Warren, Valley of the Minnesota river and of the Mississippi river etc. Amer. Journ. of Science and Arts. III. Ser., Vol. XVI, 1878, p. 417 ff.

van Werwecke, Notiz in der Ztschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. XXXIII, 1881, S. 512 f.

Wood, Verschiedene Abhandlungen im Geol. Magaz. III, 1866; Quart. Journ. Geol. Soc. 1867, 1871.

Zöppritz, Ueber den angeblichen Einfluss der Erdrotation auf die Gestaltung von Flussbetten. Verhandl. d. 2. deutsch. Geographentages. Berlin 1882.

Geologisk Öfversigtskarta öfver Sverige, utg. af sver. geol. Undersökning.

Geologisk Oversigtskart over det sydlige Norge. Herausgeg. von der geol. Untersuchung 1878.

Einleitende Bemerkungen.

Den beiden grofsen Faktoren, welche das Antlitz der Erde geftalten, dem inneren Bau der Erdrinde und der Einwirkung der Atmofphäre auf diefelbe, hat fich in unferer Zeit das wiffenfchaftliche Intereffe in hohem Mafse zugewendet. Trotzdem ift man in dem Studium beider Faktoren in vielen Punkten noch weit von einer Klärung der Anfichten, von einer Einigung felbft über Hauptfragen entfernt. Da ift es nicht wunderbar, dafs noch manche Lücke in unferer Kenntnifs unbeachtet geblieben, dafs noch manche wichtige Frage kaum geftreift ift. Eine Entfcheidung in den Grundfragen darf man aber nur von dem möglichft vollftändigen und tiefen Erfaffen auch der Einzelerfcheinungen erhoffen. Auf einen folchen noch wenig bearbeiteten Gegenftand hinzuweifen, foll im Folgenden verfucht werden. Nicht eine erfchöpfende Behandlung, fondern nur ein Auffuchen und Anregen der fich darbietenden Probleme ift beabfichtigt, und dies Bemühen wird, fo hoffe ich, um fo weniger ganz fruchtlos fein, als der gewählte Gegenftand, von jedem der beiden geftaltgebenden Faktoren der Erdoberfläche bedingt, für das Verftändnifs des Reliefs der Erde von der höchften Bedeutung ift.

Bei diefer Arbeit erfreute ich mich der freundlichften Belehrung und Anregung von Seiten der Herren Profefforen Freiherrn von Richthofen und Oberbergrath Credner, welchen ich an diefer Stelle meinen herzlichften Dank ausfpreche. — Durch eigene Anfchauung habe ich das Rheinifche Schiefergebirge, den Harz, das Erzgebirge und gröfsere Theile der Alpen (namentlich die S. 81—92 befprochenen Thalwafferfcheiden des Ofener Gebirges und feiner Nachbarfchaft) kennen gelernt, während ich bei Behandlung der anderen in diefer Arbeit berührten Gebiete auf die Benutzung der Literatur angewiefen war.

Definition. In den folgenden Ausführungen ſollen die Waſſerſcheiden einer Betrachtung unterzogen werden. Eine Definition des Begriffs „Waſſerſcheide“ giebt von Sonklar:[1]) „Die Grenzen zweier Stromgebiete gegen einander werden durch die Waſſerſcheide gebildet. Da nun an der Waſſerſcheide nicht überall Quellen vorkommen, mit deren Hülfe ihre Lage ausgemittelt werden könnte, ſo geſchieht dies, theoretiſch wenigſtens, dadurch viel genauer, daſs man die Waſſerſcheide als jene Linie definirt, an welcher der Abfluſs nach zwei verſchiedenen Richtungen vor ſich geht. Jeder Punkt, der auf ſolche Art den Ort anzeigt, an welchem die beiden entgegengeſetzten Abdachungen des Bodens zuſammentreffen, wird ein Waſſertheiler genannt. Alle Waſſertheiler mit einander verbunden geben die Waſſerſcheide.“ In dieſen Sätzen ſind zwei grundverſchiedene Definitionen zuſammengebracht. Die Waſſerſcheide iſt das eine Mal die Grenze zweier Stromgebiete, das andere Mal die Grenze zweier Abfluſsrichtungen oder Abdachungen. Stromgebiet und Abfluſsrichtung iſt aber nicht daſſelbe. Zwei Abfluſsrichtungen können einem Stromgebiete angehören (ſo z. B. die nördlichen ebenſo wie die ſüdlichen Tauernthäler dem Gebiete der Donau), und andererſeits kann eine Abfluſsrichtung zwei verſchiedenen Stromgebieten zukommen (z. B.: die nördlichen einander parallelen Thäler des Thüringerwaldes ſind theils der Weſer, theils der Elbe tributär). Nach der zweiten Definition würden daher die Kämme der Tauern und des Thüringerwaldes Waſſerſcheiden ſein, nach der erſten nicht.

Wir haben alſo zwiſchen zwei Definitionen, in der That den allein möglichen, die Wahl.

Folgen wir zunächſt der erſten: Waſſerſcheide ſei die Grenze zweier Stromgebiete.[2]) Da müſsten wir wieder den Begriff „Stromgebiet“ feſtſtellen: ſind die Gebiete der Nebenflüſſe als geſonderte Stromgebiete zu betrachten oder nicht? Wenn wir auch geneigt wären, den gröſseren Nebenflüſſen eigene Stromgebiete zuzuerkennen, wüſsten wir doch nicht die Grenze zu fixiren, welchem Nebenfluſs wir noch ein Stromgebiet zutheilen ſollen, welchem nicht, und wir würden ſchlieſslich dazu geführt, konſequenter Weiſe jeden Bergrücken, der ſich zwiſchen zwei Bächlein erhebt, als Waſſerſcheide zu betrachten. Damit wäre aber die zweite Definition zur Anwendung gebracht. Wenn wir alſo bei der erſten verbleiben wollen, ſo können wir folgerichtig nur das ganze Gebiet, welches durch einen ein-

[1]) Orographie. S. 150.
[2]) Dieſelbe giebt auch ſchon Studer, Phyſ. Geogr. I, S. 98.

zigen Kanal in das Meer oder einen abflufslofen Binnenfee entwäffert wird, als „Stromgebiet“ bezeichnen, deffen Grenze allein Waffferfcheide genannt werden dürfte. Damit hätten wir aber eine künftliche und drückende Befchränkung eingeführt. Wir würden z. B. zwifchen Rega und Perfante, da fie felbftftändig die Oftfee erreichen, eine Waffferfcheide konftatiren müffen, nicht aber zwifchen Salzach und Drau; und doch wie gewaltig ift die Bedeutung der Hohen Tauern als Scheide zwifchen Nord- und Südabhang der Alpen! Und wird diefelbe dadurch etwa unter die Bedeutung der Scheide zwifchen Rega und Perfante herabgedrückt, dafs die Gewäffer der beiden Abhänge fich weit draufsen in der ungarifchen Tiefebene, in einem ganz anders gebauten Erdgebiete vereinigen, ein Umftand, mit dem der Tauernkamm in keinem urfächlichen Zufammenhange fteht? Eine folche künftliche Befchränkung würde eine wiffenfchaftliche Behandlung der Waffferfcheiden unmöglich machen. Ferner befteht ein gröfseres Stromfyftem, das die abweichendft gebauten Erdräume umfafst, in der Regel aus den verfchiedenartigften und verfchiedenaltrigften Gliedern, und demgemäfs ift auch feine Grenzlinie aus nach Alter und Befchaffenheit verfchiedenften und von einander unabhängigften Abfchnitten zufammengefetzt. Eine Behandlung einer folchen zufammengefetzten Waffferfcheide als Einheit ift alfo unftatthaft. — Aus diefen Gründen ift die Definition der Waffferfcheide als der Grenzlinie eines Stromgebietes — d. h. eines Gebietes mit einem einzigen Abfluls zum Meer oder einem Binnenfee — für wiffenfchaftliche Zwecke nicht wohl anzuwenden.

Dagegen ift die zweite Definition fehr weit. Ihr zufolge ift Waffferfcheide die Grenzlinie zweier Abflufsrichtungen. Demnach ift jeder Kamm eines noch fo unbedeutenden Erdwalles ebenfo gut eine Waffferfcheide, als etwa der Kamm der Anden, der die Zuflüffe des Atlantifchen und Grofsen Oceans fcheidet. Und in der That mit Recht. Denn in der Natur giebt es auch hier keinen Unterfchied im Wefen zwifchen Grofs und Klein, fondern nur in den Dimenfionen und der Bedeutung für die Allgemeinheit. Wie der kleinfte Waffferfaden denfelben Gefetzen folgt, wie der Riefenftrom, fo unterliegt die kleinfte wie die gröfste Waffferfcheide denfelben Bedingungen und Einflüffen. Zwar läuft man Gefahr, bei Annahme diefer weiten Definition fich in der Unendlichkeit der Vorkommniffe zu verlieren, und es mufs aus der übergrofsen Anzahl der Objekte für die Betrachtung eine Auswahl getroffen werden; aber das ift nicht Sache der Definition, welche im Gegentheil die Aufgabe hat, alle gleichartigen Gegenftände auch unter denfelben Begriff und Namen zu vereinigen. Alfo: Waffferfcheide ift jede Linie, welche zwei verfchiedene Richtungen des

oberflächlichen[1]) Abfluſſes der Gewäſſer von einander ſcheidet, oder mit anderen Worten: jede Linie, in der ſich zwei Gefällsrichtungen der Erdoberfläche nach oben zu ſchneiden.[2]) Die Waſſerſcheide iſt alſo in der Lehre von der Erdoberfläche, was die Sattellinie in der tektoniſchen Geologie.

Wie leicht begreiflich, läſst ſich eine Betrachtung der Waſſerſcheiden nicht anſtellen, ohne zuweilen den ſtreng mathematiſchen Begriff einer Linie zu verlaſſen und die beiden Gehänge mit in das Geſammtbild hineinzuziehen. Dadurch erweitert ſich der Gegenſtand von der mathematiſchen waſſerſcheidenden Linie zu dem körperlichen waſſerſcheidenden Höhenrücken.

In unſerem Sinne trägt alſo jeder Bergkamm und jeder Hügelrücken eine Waſſerſcheide. Von jedem ſtrömen ja die meteoriſchen Gewäſſer in entgegengeſetzter Richtung herab zur nächſten Thalrinne; in dieſer vereinigen ſie ſich zu einem gröſseren Rinnſal. Die unzähligen Waſſerſcheiden, welche demnach ein beſtimmtes Gebiet beſitzt, ſind nun aber durchaus nicht äquivalent, ſondern es findet unter ihnen eine gewiſſe Rangordnung in der Bedeutſamkeit ſtatt, welche bedingt wird durch die Schickſale der getrennten Gewäſſer, die ſich in den Thalrinnen zu beiden Seiten der Waſſerſcheide ſammeln. Die Waſſerſcheide iſt um ſo wichtiger, je gröſser der Winkel zwiſchen den Abfluſsrichtungen der beiden getrennten Thalrinnen iſt, alſo am wichtigſten, wenn dieſelben in entgegengeſetzter Richtung abflieſsen; ferner wächſt die Bedeutung der Waſſerſcheide mit der Entfernung, auf welche hin die geſchiedenen Abfluſsrichtungen konſtant und getrennt bleiben. Mit anderen Worten: je ſelbſtſtändiger und abweichender die geſchiedenen Abfluſsrichtungen oder -Syſteme ſind und je weiter ſie ſich erſtrecken, deſto bedeutſamer iſt die ſie trennende Waſſerſcheide.

---

[1]) Auf die unterirdiſchen Kommunikationen der Gewäſſer kann, da wir es hier nur mit Oberflächenerſcheinungen zu thun haben, bei Betrachtung der Waſſerſcheiden keine Rückſicht genommen werden, ſobald ſie mit dem Oberflächenrelief ſich nicht in Uebereinſtimmung befinden oder auf dieſes rückwirken (ſ. S. 71.)

[2]) Boussinesq (Essai etc. S. 169) giebt folgende mathematiſche Definition mit weſentlich demſelben Sinne: „Les deux lignes de plus grande pente issues des deux bouts d'une section convergeront encore rapidement l'une vers l'autre en un faisceau étroit qui comprendra toutes les lignes de plus grande pente émanées des sections inférieures. Un faisceau pareil, convergent quand on le parcourt de bas en haut, mais divergent quand on le parcourt de haut en bas, prend le nom de faîte, si l'on n'y comprend en chaque endroit que des lignes encore assez groupées pour qu'il n'ait qu'une largeur totale imperceptible. . . . Tout faîte sera évidemment une ligne de plus grande pente de laquelle se détacheront en chacun de ses points deux lignes de plus grande pente ordinaires, l'une à sa droite et l'autre à sa gauche.“ – „Faîte“, hier im Gegenſatz zu „thalweg“, = Waſſerſcheide im Sinne unſerer Definition.

In jedem gröfseren, durch gemeinfamen Charakter des Baus von den Nachbargebieten unterfchiedenen Erdraum laffen fich einige wenige Hauptabflufsfyfteme einander gegenüberftellen; die diefe Syfteme trennenden Waffcrfcheiden find die Hauptwafferfcheiden des betreffenden Gebietes, im Gegenfatz zu den Waffcrfcheiden zwifchen den kleineren Gliedern der einzelnen Abflufsfyfteme deffelben Gebietes, die nur lokale Bedeutung befitzen. Die Hauptwafferfcheiden pflegt man auch kurz als Waffcrfcheiden fchlechthin des betreffenden Gebietes zu bezeichnen. — Wenn z. B. eine Gebirgsmaffe von einem Fluffe durchbrochen wird, fodafs diefer die Abflüffe beider Seiten des Gebirges in fich aufnimmt, fo bleiben die von dem Gebirgskamme gefchiedenen Abflufsrichtungen auf zu geringe Strecken felbftändig und konftant, als dafs wir fie als gefonderte Flufsfyfteme und damit den Gebirgskamm als eine Hauptwafferfcheide bezeichnen könnten. Wenn dagegen das Gebirge nicht durchbrochen wird, aber die gefchiedenen Gewäffer fich aufserhalb des Gebirges vereinigen, fo können wir doch mit mehr Recht den Kamm deffelben als eine Hauptwafferfcheide anfehen und ihn kurzweg als „waffcrfcheidend" bezeichnen. Immerhin ift der Begriff der Hauptwafferfcheide fehr häufig dem fubjectiven Ermeffen unterworfen.

Die Hauptwafferfcheiden find es vornehmlich, welche durch ihre Lage und ihre Geftaltung für das Relief der Erdoberfläche von Bedeutung find. Die Frage nach ihrem Verlauf deckt fich vielfach mit der Frage nach den bedingenden Factoren der Abflufsrichtungen. So vielfach auch die Ströme in Bezug auf ihre Thätigkeit behandelt find, fo felten hat man die Urfachen ihrer Anordnung und Vertheilung zu erforfchen gefucht. In das Bereich diefer Fragen gehört die Behandlung der Waffcrfcheiden, die in der Literatur gewöhnlich nur gelegentlich mit einigen Worten geftreift werden.

Wenn man ihren Verlauf und ihre topographifche Erfcheinungsform in verfchieden gebauten Theilen der Erde vergleicht, fo findet man eine ungemeine Mannigfaltigkeit je nach dem tektonifchen Charakter des Landes. Aber auch in ähnlich geftalteten Gegenden erfcheinen häufig die Waffcrfcheiden höchft verfchiedenartig. Das weift fchon darauf hin, dafs Faktoren verfchiedenfter Art geftaltend auf die Waffcrfcheiden einwirken. Es find neben dem überall eigenartigen und abweichende Erfcheinungen bietenden Gebirgsbau jene mannigfachen, insgemein unter den Bezeichnungen „Verwitterung und Erofion" zufammengefafsten Einwirkungen der Atmofphäre auf den feften Erdkörper, von welchen die Waffcrfcheiden abhängig find. Das Aufeinanderwirken diefer beiden in fich wieder vielgeftaltigen

Faktoren bedingt jene Mannigfaltigkeit, die es zu keiner Wiederholung des einmal Daſeienden kommen läſst.

Um die vielfachen Eigenſchaften der Waſſerſcheiden einer allgemeinen Behandlung zu unterwerfen, können wir die hierher gehörenden Erſcheinungen in zwei Kategorien theilen. Die eine umfaſst das Werden, die andere das Sein. Wir werden daher zunächſt die erſte Anlage der Waſſerſcheiden, dann ihre Konſtanz und Veränderlichkeit zu beſprechen haben; aus dieſen Faktoren ſind dann die topographiſche Geſtaltung und der Verlauf der Waſſerſcheiden die Folge; ihnen ſoll daher ein dritter und vierter Abſchnitt gewidmet werden.

Erster Abschnitt.

Die erste Anlage der Wasserscheiden.

A. Allgemeines.

Bedeutung der letzten Meeresentblößung für die Geschichte eines Landes. Wer der Entwicklungsgeschichte eines Erdraumes in der Vergangenheit, seinen wechselnden Schicksalen, die ihn zu dem gemacht haben, was er heute ist, nachspürt, der betreibt eine Art Geschichtsforschung, ganz ähnlich demjenigen, der aus der heutigen Vertheilung und den Eigenschaften der Völkerstämme ihre wechselvollen Geschicke in der vorhistorischen Zeit erschliefsen will. Wie dieser, so geht auch der Geograph bei solcher Arbeit einen Gang der Untersuchung, der bei der Jetztzeit beginnend immer weiter zurück in entlegene Zeiträume führt; je weiter zurück, desto dunkler das Beobachtungsfeld, desto unsicherer die Resultate. Der Anfang einer solchen Forschung mufs mit dem genauen Studium der Verhältnisse in der Jetztzeit gemacht werden, nicht blofs der bestehenden Zustände, sondern auch der vor sich gehenden Veränderungen, damit man die Agentien erkenne, die auf die Objekte des geographischen Studiums in der Vergangenheit von gestaltendem Einfluss waren. Erst dann kann man, Schritt für Schritt zurückgehend in die Vergangenheit, das Werden des Seienden verfolgen. In der Darstellung dagegen kann mit Vortheil der umgekehrte Weg eingeschlagen werden.

Der Geograph und Geognost hat vor dem Erforscher der prähistorischen Völkergeschichte den grofsen Vortheil voraus, dafs sich die Ereignisse der Erdgeschichte in viel dauerhafteren Dokumenten zu überliefern pflegen, als die Geschicke des Menschengeschlechts. Trotzdem kommt er in der Erforschung der Vergangenheit selten über einen ziemlich nahe zurückliegenden

Punkt hinaus, da ſich allzu oft die Wirkungen wiederholter gleicher oder ähnlicher Ereigniſſe mit Verlöſchung der zwiſchenliegenden Ruhepauſen zu einem ſchwer zu analyſirenden Geſammtbilde vereinigen. Gewöhnlich iſt der Zeitpunkt, über den hinaus ſelten mit ſicherem Erfolge zurückgegangen werden kann, die letzte Bedeckung des in Unterſuchung ſtehenden Gebietes durch das Meer. Der relative Zeitabſchnitt und die Art und Weiſe derſelben laſſen ſich meiſt mit ziemlicher Sicherheit feſtſtellen. Es gilt dann zu ermitteln, in welchem Zuſtande ſich das Land aus dieſer letzten Meereshülle erhob, welche Veränderungen es ſeitdem erfahren hat; erſt dann laſſen ſich Schlüſſe auf die noch frühere Vergangenheit machen.

Die Zeit der letzten Meeresbedeckung iſt eine ſehr verſchiedene; manche Gebiete ſind ſeit unermeſslich langen Zeiträumen von Ueberfluthungen verſchont geblieben, manche ſind erſt in der jüngſten Zeit zum letzten Male aus dem Ocean emporgeſtiegen. Erſtere Gebiete pflegt man alt, letztere jung zu nennen, indem man die Exiſtenz des betreffenden Erdraumes von dem Zeitpunkt an datirt, wo er zum letzten Male die Meeresfluthen verlieſs. Dies geſchieht inſofern mit gutem Recht, als ſich keine gröſsere Verſchiedenheit denken läſst, als zwiſchen den Agentien beſteht, die unter Meer und auf dem Lande auf die Oberfläche des Feſten in Wirkung treten. Dort die nivellirende und ausgleichende, überall Unterſchiede verhüllende und zudeckende Thätigkeit der trägen Waſſermaſſen des Oceans, hier die ſtets zerſtörende und einſchneidende, die im Feſten ſelbſt liegenden Differenzen zum Ausdruck nach Auſsen bringende Arbeit der Atmoſphärilien. Daher beginnt mit dem Austritt eines Punktes der feſten Erdrinde aus der Waſſerhülle in die Atmoſphäre eine Aera ganz neuer Wirkungen für ihn.

Die hervorragendſte dieſer Wirkungen iſt die des flieſsenden Waſſers. Die Bahnen der Bäche und Ströme ſind, wie ſie von dem Relief des Landes in erſter Linie bedingt werden, andererſeits in hohem Grade maſsgebend für dieſes Relief; ſie bezeichnen die Linien gröſster Tiefe, während die Scheidelinien ihrer Gebiete, die Waſſerſcheiden, die Linien gröſster Höhe darſtellen. Die Bedeutung beider iſt gleich groſs und ihre Entſtehungsgeſchichte ſteht im engſten Zuſammenhange. Wenn Dutton[1]) von den Stromſyſtemen ſagt: „The great rivers of a country are as a rule born with the country itself; their courses were determined by the conditions prevailing at the time of their origin; their positions once established are (with certain qualifications) immutable . . .“ ſo gilt dies alles, ſogar in noch höherem Grade,

[1]) The tertiary history etc. p. 72.

auch von den Waſſerſcheiden. Denn ſie ſind das Aeltere, das Primäre; die Flußläufe gruppiren ſich um die Waſſerſcheiden herum.

Abhängigkeit der Waſſerſcheiden vom Relief zur Zeit der letzten Meeresentblößung. Die Stromſyſteme und ihre Waſſerſcheiden entſtehen, wenn das Land aus dem Meere emporſteigt. Entſcheidend für dieſe erſte Anlage, die allerdings nachher mannigfach und ſehr bedeutend durch Neubildungen auf dem feſten Lande umgeſtaltet werden kann, iſt die Lage der zuerſt auftauchenden Partie des Landes, ſeiner Kulminationslinie. Dieſe giebt die Hauptwaſſerſcheide ab, welche die Gewäſſer der zu beiden Seiten anwachſenden Landmaſſen ſcheidet; die Gewäſſer rinnen von ihr herab, einzig und allein dem Zuge der Schwerkraft folgend, welche ſie in den Vertiefungen zuſammenführt, dort ſie in Rinnen geſammelt weiterſtrömen oder in Becken bis zum Ueberflieſsen aufſtauen läſst. Zwiſchen dieſen Rinnen, den einzelnen Gliedern der Hauptabflußſyſteme, bilden ſich untergeordnete Waſſerſcheiden heraus. Je weiter das Meer ſich zurückzieht, deſto mehr wachſen die Stromſyſteme mit den ſie trennenden Waſſerſcheiden in das neue Land hinaus fort. Wenn daher nicht nachträgliche Veränderungen eintreten, ſind die Theilſtrecken eines Flußlaufes um ſo älter, je näher ſie der Waſſerſcheide liegen; von den Waſſerſcheiden ſind unter obiger Vorausſetzung wiederum die Hauptwaſſerſcheiden die älteſten.

Für die erſte Anlage ſowohl der Waſſerſcheiden als der Flußſyſteme iſt alſo die Beſchaffenheit der Erdrinde in tektoniſcher und petrographiſcher Hinſicht unmittelbar von keinem Einfluſs, ſondern für ſie iſt einzig und allein das Relief der Oberfläche maſsgebend, wie es zu der Zeit beſtand, als das Land zum letzten Male vom Meere verlaſſen wurde. Dieſes Relief iſt ſeinerſeits der Ausdruck aller der ſowohl tektoniſchen, als eroſiven, als anhäufenden Vorgänge, welche in aller früheren Zeit vor dem letzten Auftauchen des Landes daſſelbe betroffen haben, und von der Art, Stärke und Reihenfolge der dabei in Wirkſamkeit getretenen Agentien iſt die Ausgeſtaltung des Landes bis zu jenem für die heutige Hydrographie maſsgebenden Zeitpunkt bedingt. Wenn wir dieſe Oberflächengeſtalt rekonſtruiren wollen, müſſen wir alle die Veränderungen eliminiren, welche nach der Entblößung vor ſich gegangen ſind theils durch tektoniſche, theils durch eroſive Proceſſe. In manchen Fällen iſt dies gelungen. So hat Hartung[1]) von Skandinavien nachzuweiſen vermocht, daſs dort die Waſſerſcheiden ſowohl als die

[1]) Zeitſchrift der Geſellſchaft für Erdkunde zu Berlin. XIII.

Flufsſyſteme in allgemeiner Abhängigkeit von der ehemaligen Oberflächengeſtaltung ſtehen, in welche die Eroſion im Laufe der Zeit ihre Thalfurchen ausgehöhlt hat. Daſſelbe bezeugt Helland in mehreren Abhandlungen, die Penck citirt[1]). Aehnliches konſtatirt Hartung a. a. O. für Centralfrankreich.

Die Abhängigkeit der heutigen Waſſerſcheiden und Thäler von der Tektonik des Untergrundes kann daher, wie leicht erſichtlich, nur eine mittelbare und zwar doppelter Art ſein. Entweder iſt ſie bei der erſten Anlage der Flufsſyſteme bedingt worden, indem zur Zeit derſelben die Oberfläche des Landes der Tektonik entſprach; in dieſem Falle überwogen unter den vorhergehenden Ereigniſſen die tektoniſchen bedeutend über die eroſiven; — oder ſie iſt erſt durch ſpätere, nach der letzten Entblöſsung eingetretene Veränderungen verurſacht, und zwar dadurch, daſs bei dieſen Veränderungen wiederum die durch ſubterrane Kräfte verurſachten Wirkungen ſtärker waren als die durch die Atmoſphärilien herbeigeführten. In beiden Fällen reſultiren tektoniſche Thal- und Flufsſyſteme im Sinne Supan's[2]). Wo dagegen das primäre Relief in hohem Grade unabhängig vom Bodenbau war (z. B. auf gewiſſen Abraſionsflächen), und auch ſpäter nicht durch übermächtige tektoniſche Störungen eine ſolche Abhängigkeit erzeugt ward, haben wir „Abdachungs- oder orographiſche Thäler“ (nach demſelben Autor) vor uns. — Indem wir von den ſpäteren Veränderungen der Waſſerſcheiden, die einem beſonderen Abſchnitte vorbehalten bleiben, hier abſehen, können wir nur nach der erſten Anlage der Waſſerſcheiden ſchon ſolche unterſcheiden, welche ſich in Uebereinſtimmung mit dem Bodenbau befinden und ſolche, die von demſelben mehr oder weniger unabhängig ſich geſtalteten. In beiden Fällen war das Maſsgebende die Oberflächenbeſchaffenheit zur Zeit der letzten Meeresentblöſsung, welche in dem einen Falle mehr, in dem anderen weniger von der Tektonik abhängig war.

Eine tiefgreifende Verſchiedenheit in allen hydrographiſchen Verhältniſſen ergiebt ſich auch aus der Alternative, ob das Land ſich bei ſeinem Auftauchen an eine ältere Kontinentalmaſſe anlehnte, wobei dieſe gleichfalls eine relative Hebung erfuhr, oder ſelbſtſtändig aus dem Meere hervortrat. Im erſten Falle nahm das Neuland wohl meiſt die Ströme des alten Landes in ſich auf und entwickelte ſie in ſeinem Gebiete fort, ſodaſs es nicht ſo ſehr zur Ausbildung eigener Stromſyſteme und Hauptwaſſerſcheiden kam. Es iſt klar, daſs die Eroſion des flieſsenden Waſſers in einem ſolchen Lande, das auſser ſeinem eigenen

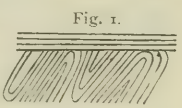
[1]) Ausland. 1882. S. 190 ff.
[2]) Grundzüge etc. S. 277.

Vorrath noch grofse Waſſermaſſen von auswärts zugeführt erhält, viel ſtärker ſein muſs, als in einem Gebiete, in dem nur die eigenen Niederſchlagsmengen in Wirkſamkeit treten.

Ausgeſtaltung des für die Anlage maſsgebenden Reliefs. Es ergiebt ſich aus den bisherigen Betrachtungen, daſs, wenn wir die Anlage der Waſſerſcheiden einer allgemeinen Behandlung unterziehen wollen, wir zunächſt die Geſammtheit der Erdräume nach ihrer Oberflächengeſtalt zur Zeit der letzten Meeresentblöſsung in einige Haupttypen eintheilen müſſen, um für jeden dieſer Typen die gewöhnliche Art der Waſſerſcheidenanlage aufzuſuchen. Um zu dieſem Reſultat zu gelangen, müſſen wir kurz die wichtigſten Vorgänge betrachten, welche vor dem entſcheidenden Zeitpunkt geſtaltend auf einen Erdraum eingewirkt haben können, vor allem alſo die eroſiven und ſedimentären Proceſſe, welche während der letzten Meeresbedeckung vor ſich gegangen ſind. Dieſe Unterſuchung zerfällt naturgemäſs in drei Fragen: welche Wirkungen erfährt ein Land 1. beim Unterſinken unter das Meer, 2. während des Aufenthalts unter Meer, 3. beim Wiederauftauchen aus dem Meere?

1. *Wirkungen beim Untertauchen des Landes.* Die Einführung der Meereseroſion in die Zahl der im Groſsen wirkenden geologiſchen Faktoren geſchah in England durch Ramsay[1]). Er wies zuerſt darauf hin, daſs das Meer durch ſeine Brandung Ebenen von gröſserer Ausdehnung zu ſchaffen vermöge dort, wo vorher hoch aufragende Gebirge beſtanden hätten. Dieſe Erklärung der ebenen Oberfläche ſtark dislokirter Schichtmaſſen (Fig. 1) fand in England vielfachen Anklang und häufige Anwendung, beſonders durch Beete Jukes[2]), Wood[3]), Maw[4]), Lebour[5]) u. a. m. Kinahan[6]) wies im Gegenſatz zu Beete Jukes mit Recht darauf hin, daſs das Meer nicht eine völlig ebene Fläche herzuſtellen vermag, ſobald die Geſteine Härteunterſchiede aufweiſen, ſondern daſs dann auch bei Meereseroſion, wenn auch flache, Unebenheiten erzeugt werden. Weiter wurde dieſe Lehre nicht entwickelt. Man wurde ſich über den Vorgang der Meereseroſion nicht recht klar, ſodaſs es nicht an ſolchen fehlte, welche ſogar die Ausarbeitung enger, gewundener Fluſsthäler auf Meereseroſion zurückführen wollten. Unter dieſen iſt

Fig. 1.

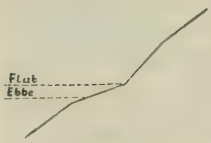


[1]) Reports British Association. 1847. p. 66 (nach v. Richthofen's Citat). — Phys. Geology. p. 496 ff.
[2]) Quart. Journ. 1862. p. 391.
[3]) Verſchiedene Abhandlungen im Geolog. Magazine 1866. Quart. Journ. 1867.
[4]) Verſchiedene Abhandlungen im Geolog. Magazine 1866.
[5]) Geolog. Magazine 1869, p. 442 ff.
[6]) Geolog. Magazine 1869, p. 109 ff. — Valleys etc. p. 54 ff, 176 ff.

beſonders Mackintosh[1]) zu nennen. Lehrreich in dieſer Beziehung iſt auch der Streit über die Entſtehung der ſog. escarpments (einſeitigen Steilabfälle), welcher die britiſchen Geologen Ende der Sechsziger Jahre lebhaft beſchäftigte[2]). Aber auf dem Kontinente fand die Ramsay'ſche Lehre wenig Beachtung. Das beweiſen am beſten Cornet und Briart, die, obwohl ſie mit ausgezeichnetem Scharfſinn und Gründlichkeit die typiſchen Abraſionsflächen des belgiſchen Steinkohlengebirges beſchrieben, dieſelben dennoch auf Denudation durch Flüſſe zurückführten, obwohl dieſe ihnen ſelbſt zur Erklärung nicht ganz auszureichen ſchien[3]). Das Verdienſt, auch bei den kontinentalen Geologen die marine Abraſion zur Geltung gebracht und zugleich ihre Wirkungen eingehender klar gelegt zu haben, gebührt v. Richthofen[4]), dem ſich unabhängig von Ramsay bei ſeinen Wanderungen in China die Ueberzeugung von den gewaltigen Wirkungen der Meerestransgreſſionen aufdrängte. Den Ausführungen v. Richthofen's folgend können wir die Wirkungen der brandenden Meereswellen auf folgende Weiſe zuſammenfaſſen.

Bei konſtantem Meeresniveau bleibt immer dieſelbe Küſtenlinie der zerſtörenden Wirkung der Brandung ausgeſetzt. Durch dieſelbe wird eine gewiſſe Geſteinsmaſſe in dieſem Niveau zerkleinert und fortgeführt, wodurch die darüber befindlichen Maſſen zum Nachſtürzen gebracht werden. Es wird auf dieſe Weiſe in der anfänglich gleichmäſsig geneigten Küſtenböſchung eine Terraſſe erzeugt, deren innerſter Theil zwiſchen der halben und vollen Fluthhöhe liegt, und die ſich ſeewärts hinabſenkt bis etwas unter das Ebbeniveau (Fig. 2). Die Breite der Terraſſe iſt abhängig von der Dauer der zerſtörenden Einflüſſe, der Härte des Geſteins, der Stärke der Brandung, dem Unterſchied des Ebbe- und Fluthſtandes, der Eisbildung, der Temperatur des Meerwaſſers, den Arbeiten der Organismen. Einer gewiſſen Gröſse dieſer Faktoren entſpricht jedes Mal eine gewiſſe Maximalbreite der Terraſſe; wenn dieſe Breite erreicht iſt, hört die weitere Verbreiterung auf, da nun die Wogen bei dem Rollen über die Terraſſe ihre ganze Kraft eingebüſst haben,

Fig. 2.



[1]) Geolog. Magazine 1866, p. 387 ff.

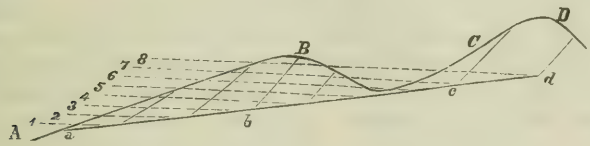
[2]) Vergl. die entſprechenden Jahrgänge von Geolog. Magazine (beſonders 1866) und Quart. Journal.

[3]) Annal. Soc. Géolog. Belg. IV, p. 71 ff. — Nur beiläufig erſcheint der Satz: „Il est probable, que les vagues de cette mer (der mittleren Kreide) ont contribué pour beaucoup à faire disparaître ce qui restait de nos antiques montagnes.“ (p. 113.)

[4]) China. II, S. 766 ff. — Führer. S. 336 ff.

wenn ſie deren Hintergrund erreichen. Bei konſtantem Meeresniveau kann daher die Breite der Brandungsterraſſe nur eine beſchränkte ſein. Tritt aber eine poſitive Niveauverſchiebung (Senkung des Landes) ein, ſo werden durch Verſinken der Terraſſe dem Wirken der Wellen immer neue Punkte des Hintergrundes dargeboten: die Terraſſe erſtreckt ſich daher immer weiter in das Land hinein. Das kann ſo weit gehen, daſs groſse Länderräume, ja ganze Kontinente auf dieſe Weiſe abgeſchliffen werden, ſodaſs an Stelle der ehemals orographiſch und geologiſch beliebig wechſelnden Oberfläche nun ſanft geneigte Ebenen treten, deren Untergrund jedoch durch ſeinen Bau die früheren Verhältniſſe zu rekonſtruiren erlaubt. (Fig. 3: 1—8 ſucceſſive Meeresniveaus, ABCD primäre Oberfläche, abcd Abraſionsfläche, bei gleichmäſsiger Senkung des Landes

Fig. 3.



eine geneigte Ebene bildend). Wenn alſo ein Erdraum unter Meer taucht, ſo erhält er durch dieſen Vorgang eine neue Oberfläche, welche ohne ſchroffe Niveauunterſchiede von den zuerſt untergetauchten Partien, der ehemaligen Küſte, anſteigt zu den zuletzt untergetauchten, den höchſten Gebirgen. Blieb ein Theil des Landes vom Meere entblöſst, ſo blieb er auch von der Abraſion verſchont und ragt als Inſel hervor, ſoweit er nicht durch Nachſtürzen über den Terraſſen entfernt wird. Der Grad der Neigung der neuen Oberfläche iſt abhängig von der Geſchwindigkeit der Senkung und der Härte des Geſteins. Je ſchneller die Senkung ſtattfindet, deſto kürzer iſt die Zeit der Meereswirkung für jede Iſohypſe des Landes, deſto ſteiler iſt die Neigung der Abraſionsfläche, deſto mehr ſchimmern die ehemaligen Oberflächenverhältniſſe auch in der Abraſionsfläche durch. Je härter ein Geſtein iſt, deſto geringer iſt in gegebener Zeit die erodirende Wirkung des Meeres auf daſſelbe, deſto ſteiler geneigt iſt die Abraſionsfläche. Ueberall, wo die Brandungszone über härtere Geſteinsmaſſen hinwegzieht, wird ſie weniger abtragend wirken, wird ſie Erhöhungen zurücklaſſen. Das neue Relief der untergetauchten Erdoberfläche weiſt alſo folgende Züge auf. Erſtens bleibt das ehemalige Relief in ſeinen Hauptzügen erhalten, aber alle ſind abgeſchwächt und abgeflacht. Wo ehemals hohe Gebirge aufragten, ziehen ſich

jetzt ſanfte Höhenrücken hin, ſogenannte Rumpfgebirge, die nur durch ihren inneren Bau Zeugniſs für ihre ehemalige Erhebung ablegen; und zwar ſind ſie deſto abgeflachter, je langſamer und zu je öfteren Malen die Brandungszone über ſie hinwegzog. Zweitens aber kommen durch die Meereserоſion die Härteunterſchiede der Geſteine zur oberflächlichen Geltung, ſoweit ſie es nicht ſchon vorher waren. Wo vorher feſtere Geſteinsmaſſen vielleicht im Inneren der Erde verborgen lagen, ſind ſie jetzt herauspräparirt und ragen als mehr oder weniger flache Erhebungen hervor. Es hängt von der Gröſse der ehemaligen Unebenheiten und von der Häufigkeit härterer Geſteinsmaſſen in dem betreffenden Gebiete ab, ob in der Abraſionsoberfläche mehr das erſte oder das zweite Element vorwiegt. Es giebt Abraſionsflächen, in denen die höchſten Erhebungen mit harten Geſteinsmaſſen zuſammenfallen, andere, bei denen ſolches nicht zu bemerken iſt, wo wir mit Recht vorausſetzen können, daſs die Anſchwellungen der Abraſionsfläche Reſte der ehemaligen Höhenzüge ſind, namentlich dort, wo ſie ziemlich im innerſten Theil des Abraſionsgebietes liegen. Es iſt aus dem Geſagten einleuchtend, daſs eigentliche Ebenen durch Meeresabraſion entweder nur in geringer Ausdehnung oder nur durch ſehr häufige Wiederholung der Transgreſſion hergeſtellt werden können. Doch zeichnen ſich die Abraſionsflächen ſtets durch Flachheit aller Formen, durch Reducirung aller Niveauunterſchiede aus.

2. *Wirkungen unter Meer.* Auf der ſo präparirten Oberfläche ſchlagen ſich die Sedimente des Meeres nieder, gewöhnlich beginnend mit groben Konglomeraten, den Erzeugniſſen der Brandung ſelbſt, und nach oben zu immer feiner werdend. Die Ablagerung ſchreitet natürlich ebenſo wie die Abraſion allmählich in das Innere des untertauchenden Landes fort. Die unteren Konglomeratſchichten ſind daher durchaus nicht gleichaltrig, ſondern die in den randlichen Zonen ſind älter als die auf den innerſten und höchſten Theilen der Abraſionsfläche. Die Sedimente erfüllen zunächſt die Mulden und Einſenkungen der Abraſionsfläche, und erſt wenn die Anhäufung weiter geht, werden auch ihre höheren Theile bedeckt. Es hängt von der Länge der Zeit, die ein Gebiet unter Meer verweilt, und von der Intenſität des Sedimentationsproceſſes ab, wie ſtark ſeine Bedeckung mit Sedimenten ausfällt. Es giebt ſogar höchſt wahrſcheinlich Abraſionen, die gar keine ſedimentären Schichten zurückgelaſſen haben (z. B. die zweite, nachtriaſſiſche Abraſion des niederrheiniſchen Schiefergebirges.[1]) Nun iſt es ebenſowenig zu erſehen, auf welche Weiſe ein vordringendes, abra-

[1]) v. Richthofen, China. II, S. 779, Anm. 3.

direndes Meer keine Sedimente zurücklaſſen ſollte,[1]) als auf welche Weiſe zurückgelaſſene Sedimente ſpäterhin ohne Reſt wieder entfernt werden können. Es muſs daher noch unentſchieden bleiben, wieſo in ſolchem Falle keine Ablagerungen erhalten ſind.

Zwiſchen dieſem extremen Fall des gänzlichen Mangels von Sedimentbildung bei einer Abraſion bis zur völligen Bedeckung der gebildeten Fläche durch viele Tauſend Meter mächtige Schichtgebilde giebt es zahlloſe Uebergänge. In der Eifel z. B. iſt der von der triaſſiſchen Transgreſſion zurückgelaſſene Buntſandſtein hauptſächlich in tieferen Einſenkungen erhalten, während die höheren, bei weitem ausgedehnteren Theile des Plateaus von ihm ziemlich frei ſind; in den Tafelländern des Colorado dagegen finden wir den Gegenſatz; dort iſt die diskordante Unterlage der überaus mächtigen horizontalen Schichtmaſſen nur in der Tiefe des Colorado-Cañons angeſchnitten. Wo die Ablagerungen der Sedimente gering waren, oder zum gröſsten Theil durch Eroſion wieder entfernt ſind, ſodaſs die Abraſionsfläche ſelbſt überwiegend die Erdoberfläche bildet, ſprechen wir von Abraſionsplateaus oder -Gebirgen; wo dagegen die horizontal aufgelagerten Schichten die Oberfläche bilden, und die darunter begrabene Abraſionsfläche gar nicht oder nur in tiefen Thaleinſchnitten zu Tage tritt, ſprechen wir von Schichttafelländern. Beide Arten von Plateaus ſind daher eigentlich nicht genetiſch, ſondern nur graduell verſchieden; ob die eine oder die andere zu Stande kommt, hängt von der Stärke der Sedimentbildung und der nachherigen Eroſion ab. — Die Ablagerung der Sedimente bewirkt eine weitere Ausebnung der Unebenheiten, welche die Abraſion noch übrig gelaſſen hatte, indem ſie zuerſt die tieferen Theile ausfüllt und ſich an die höheren Partien mantelförmig anſchlieſst. Dieſer Proceſs kann bis zur völligen Ausebnung (Fig. 4), oder nur bis zur Verſchleierung des Untergrundes gedeihen (Fig. 5), ſodaſs deſſen Formen durch den Mantel der Sedimente hindurch ſich geltend machen.[2]) Zuweilen bleiben höhere Partien des untergetauchten Landes überhaupt unbedeckt, die dann ſpäter als iſolirte Gebirgszüge aus den weiten Ebenen der horizontalen Schichten aufragen (Fig. 6).

3. *Vorgänge beim Auftauchen.* Wir haben alſo geſehen, daſs, wie auch ein Erdraum beſchaffen ſein möge, er beim Untertauchen durch Abraſion eine neue Oberfläche erhält, welche bei der Lage unter Meer von Sedimenten mehr oder minder hoch bedeckt wird. Dieſe Lage der Sache wird nun

[1]) Wohl ſtreckenweiſe durch Strömungen zu erklären.
[2]) Vergl. Maw, Geolog. Magaz. III. 1866. p. 442 ff.

beim Wiederauftauchen aus dem Meere, wenn dieſes nicht mit Dislokationen verbunden iſt, nicht weſentlich verändert. Der Eroſion der brandenden Meereswellen werden bei negativer Niveauverſchiebung ihre Angriffspunkte fortwährend entzogen, ihre Wirkſamkeit beſchränkt ſich alſo darauf, daſs eine der Böſchung der Küſte parallele Schicht abgehobelt wird, deren Dicke von der Härte des Geſteins, der Geſchwindigkeit der vertikalen Bewegung, der Stärke der Brandung abhängt (ſ. von Richthofen a. a. O.). Die Veränderungen, die das Meer im Relief des auftauchenden Landes vornimmt, können daher füglich vernachläſſigt werden. — — Wenn alſo keine Dislokationen das Land betreffen, ſo ſteigt es entweder als Abraſionsfläche oder als Schichttafelland aus dem Meere hervor. In beiden Formen kann das frühere Relief des Landes völlig verlöſcht oder noch in abgeſchwächtem Grade erhalten ſein.

B. Anlage der Waſſerſcheiden beim Auftauchen verſchieden gestalteter Erdräume.

Anlage auf Abraſionsflächen. Die Hauptwaſſerſcheiden einer Abraſionsfläche werden ſich naturgemäſs dort bilden, wo dieſelbe zuerſt in gröſserer Ausdehnung den Ocean verläſst. Im Allgemeinen werden daher die Hauptwaſſerſcheiden nicht regellos auf den Abraſionsgebieten verlaufen. Denn die höchſten Erhebungen, welche zuerſt hervortauchen, ſind entweder die Reſte ehemaliger Gebirge oder herausgeſchälte harte Geſteinskerne. Im erſteren Falle zieht die Hauptwaſſerſcheide, nicht petrographiſch bedingt, ſich dort hin, wo ehemals annähernd die Kulminationslinie des nun abgetragenen Gebirges lag, die zuletzt vom Meere erreicht und überwunden wurde. Hatte dieſes Gebirge, und alſo auch das jetzige Abraſionsplateau, eine überwiegende Längsrichtung, ſo beſitzt dieſe auch die Hauptwaſſerſcheide; ſie trennt dann zwei ſeitliche und entgegengeſetzte Abflufsſyſteme (Skandinavien). War das ehemalige Gebirge dagegen nach allen Richtungen ziemlich gleich ausgedehnt, ſo tritt an Stelle der linearen eine centrale Hauptwaſſerſcheide, von der ein radiales Flufsſyſtem über das ganze Plateau ausſtrahlt (Eifel). Wenn im Gegegenſatz hierzu die Andeutung des ehemaligen Reliefs zurücktritt gegen die Unebenheiten, welche die verſchiedene Härte der Geſteine bei der Abraſion erzeugte, ſo ſteht auch die Anlage der Waſſerſcheide in Abhängigkeit von der Geſteinsbeſchaffenheit (Taunus). Kommen die härteren Geſteine entweder in rundlichen Maſſiven oder doch in kurz abgeſetzten Streifen, nicht in langgedehnten Zonen, zu Tage, dann entbehrt der Verlauf der Waſſerſcheiden in

ſolchen Gebieten meiſt der Konſtanz in der Richtung, welche die bisher genannten Typen der Abraſionsgebirge auszeichnet. Ein häufiges Ueberſpringen von einer Linie auf die andere iſt für dieſe Art petrographiſch bedingter Waſſerſcheiden charakteriſtiſch (Hunsrück). Recht häufig wird der Fall eintreten, der beide Hauptarten der Abraſionsflächen in ſich vereinigt, indem die ehemalige Kulminationslinie zugleich mit einer Zone härteren Geſteins zuſammenfällt, z. B. von kryſtalliniſchen Schiefern oder Maſſengeſteinen. Dann wird mit dieſer Linie die Hauptwaſſerſcheide deſto inniger verbunden ſein (Tſin-ling-shan).

Es kann auch leicht auf Abraſionsflächen geſchehen, daſs einzelne Theile, obwohl ſie noch jetzt die höchſten Erhebungen bilden, alſo auch wohl zuerſt aus dem Meere hervortauchten, doch keine Hauptwaſſerſcheiden bilden. Die Urſache kann die ſein, daſs die zuerſt hervorgetauchten Höhen von geringer linearer Ausdehnung waren und zugleich nicht mit der allgemeineren, wenn auch weniger hohen Kulminationslinie des übrigen Gebietes zuſammenfallen, ſondern nur auf einer Abdachung deſſelben aufgeſetzt erſcheinen. Dann konnten die Gewäſſer, die auf der ſpäter entblöſsten Abdachung herabfloſſen, dieſe ſich ihnen inſelartig entgegenſtellenden Erhebungen leicht umflieſsen. (Vielleicht iſt dies bei der Schneifel der Fall geweſen; ſ. S. 107).

Anlage auf Schichtungstafelländern. Als Schichtungstafelländer ſind zum Unterſchied von Abraſionsplateaus ſoeben Bildungen beſprochen worden, bei welchen die als Unterlage dienende Abraſionsfläche ſo von ſedimentären Schichten bedeckt iſt, daſs ſie gar nicht oder nur untergeordnet zu Tage tritt. Die Anordnung der Waſſerſcheiden und die Vertheilung der Gewäſſer iſt daher nur von der Oberflächengeſtalt der überlagernden Schichten abhängig; ſelbſt wo die Abraſionsfläche zu Tage tritt, geſchieht es in dieſem Fall nur dadurch, daſs an den betreffenden Stellen die hangenden Schichten durch das flieſsende Waſſer entfernt wurden; daſs dies aber gerade dort geſchah, iſt ja wiederum nur eine Folge der Anordnung der Gewäſſer, die gerade dort die Eroſion begünſtigte. Alſo auch wo die Abraſionsfläche unter der Bedeckung zum Vorſchein kommt, iſt die Waſſervertheilung durch die Oberfläche der vorher darüber gelagerten Schichten bedingt.

Wir nennen aber von den ſo gebildeten Ländern nur diejenigen Schichtungstafelländer, welche ſeit der Ablagerung der Schichten keine erheblichen Dislokationen erfahren haben. Wenn eine ſolche Tafel aus dem Meere hervortaucht, ſo wird die Anlage der Waſſerſcheiden auf ihr, wie Maw[1]) ſagt, meiſt durch die unbedeutendſten Unebenheiten der Oberfläche bedingt

[1]) Geolog. Magaz. III. 1866, p. 441.

ſein, da es meiſt an ſtärker ausgeprägten Höhenrücken fehlt. Es kann dies jedoch nur von ſolchen Tafeln behauptet werden, in welchen die Ablagerung bis zur völligen Verwiſchung des ehemaligen Reliefs gediehen iſt (ſ. o. S. 27, und Fig. 4). Dort werden ſich die Waſſerſcheiden allerdings durch unregelmäſsigen Verlauf auszeichnen, deſſen meiſt kleinliche Urſachen wir nicht in jedem Falle feſtzuſtellen vermögen. Wenn dann gröſsere Maſſen von Sedimenten erodirt ſind, werden Fluſsläufe und Waſſerſcheiden in gar keiner Abhängigkeit von der nun zu Tage getretenen Abraſionsfläche erſcheinen. — Anders dagegen, wo das ehemalige Relief in dem darüber ausgebreiteten Mantel der Sedimente noch einigermaſsen zum Ausdruck kommt (Fig. 5). Dann wird die Anlage der Waſſerſcheiden im Ganzen an den Stellen geſchehen, wo ſie auch ſtattfinden würde, wenn die Sedimente gar nicht vorhanden wären. Die Folge iſt, daſs auch nach der Abtragung der Schichten das hydrographiſche Netz ſich in Uebereinſtimmung mit der Beſchaffenheit des Untergrundes befindet. Es gelten dann dieſelben Regeln, wie ſie ſoeben für die direkte Anlage auf Abraſionsflächen abgeleitet wurden. Es iſt dann natürlich oft ſehr ſchwer, ſolche Fälle nachträglicher Uebereinſtimmung von denen zu unterſcheiden, wo die Anlage unmittelbar auf der Abraſionsfläche erfolgte. Noch prägnanter iſt die Uebereinſtimmung, wenn Inſeln des Untergrundes ganz von der Meeresbedeckung verſchont geblieben waren (Fig. 6). Dieſe geben dann, wenn ſie einigermaſsen ausgedehnt ſind, Hauptwaſſerſcheiden für die umliegenden Tafelländer ab.

Fig. 4.

Fig. 5.

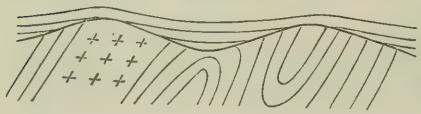


Fig. 6.

Es kann ferner der Fall eintreten, daſs zwar dem Innern einer Tafel Dislokationen fern bleiben, dagegen ein Rand der Scholle zuerſt die Meeresfluthen verläſst. Auf dieſem Rande erfolgt dann die Anlage der Hauptwaſſerſcheide, welche die kurzen Flüſſe der Steilſeite trennt von den langgedehnten Strömen, die das Tafelland in ſeiner ganzen Breite durchmeſſen. Ein anderer Fall iſt der, daſs ſich die Tafel an ein älteres Feſtland anlehnt und deſſen Ströme in ſich aufnimmt. Dann kommt es auf ihr überhaupt nicht zur Ausbildung ſelbſtſtändiger Waſſerſcheiden.

Wir kommen nun zur Betrachtung derjenigen Erdräume, die während ihrer letzten Meeresbedeckung ſtarke Dislokationen erfahren haben und in dieſem Zuſtande der Schichtenſtörung das Meer verlieſsen. Je nachdem dieſe Dislokationen vorwaltend vertikale Verſchiebungen an Verwerfungsflächen oder aber horizontale Zuſammenſchiebungen in Faltenſyſteme ſind, unterſcheidet man Verwerfungsgebiete oder Schollenländer und Faltungsgebiete.

Anlage auf Schollenländern. Wohl keine Art von Erdräumen kann eine gröſsere Mannigfaltigkeit in der Anordnung der einzelnen Theile bieten, als die Schollenländer. So viele Verſchiedenheiten, wie der Verlauf der Verwerfungsklüfte, die Richtung und die Stärke des Abſinkens, die Neigung der Schollen u. ſ. w. aufweiſt, ſo viele Verſchiedenheiten bietet auch die Anlage der Waſſerſcheiden. Setzen wir den Fall, daſs ein gebrochenes Schollenland das Meer verläſst, ſo kann man im Allgemeinen ſagen, daſs ſeine Waſſerſcheiden ſich auf ſolchen Schollen herausbilden werden, welche entweder iſolirt aus ihrer Umgebung hervorragen oder in einer Richtung abgeſunken ſind, welche zu der allgemeinen Neigung der Schichten im Gegenſatz ſteht. Waſſerſcheiden geringerer Bedeutung können ſich auch auf ſolchen Schollen herausbilden, die zwar regelrecht in der Richtung des allgemeinen Schichtenfallens abgeſunken ſind, aber lokal in der Nähe des Bruches ein Einfallen der Schichten gegen dieſen hin beſitzen. Nach dieſen Hauptregeln laſſen ſich leicht für verſchiedene Specialfälle die Anlage der Waſſerſcheiden beim Emportauchen aus dem Meere ableiten. Beſteht z. B. das Schollenland aus einer Art Treppe (Fig. 7), deren Stufen alle eine tiefer als die andere gelegen und zugleich nach der Seite der gröſseren Tiefe hin geneigt ſind, ſo wird die Hauptwaſſerſcheide auf der höchſten Stufe angelegt werden, und die Gewäſſer rinnen von ihr aus transverſal über die einzelnen Stufen herab. Sind dagegen die einzelnen Schollen der Richtung des Abſinkens entgegengeſetzt geneigt, ſo wird jede erhobene Kante einer Scholle eine Waſſerſcheide ſein und an ihrem Fuſſe wird ſich ein Längsſtrom ſammeln, der parallel den Verwerfungen hinflieſst, bis ein anders gerichteter Bruch oder das Auskeilen einer Scholle ihn in andere Richtung bringt (Fig. 8). Auf dieſe Weiſe kann ein ſehr regelmäſsiges hydrographiſches Netz entſtehen, wenn nur ein Syſtem von Verwerfungen vorherrſcht; wenn ſich dagegen mehrere Kluftrichtungen kreuzen, wird eine unregelmäſsige Vertheilung der Waſſer-

Fig. 7.

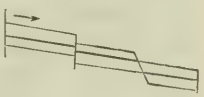


Fig. 8.

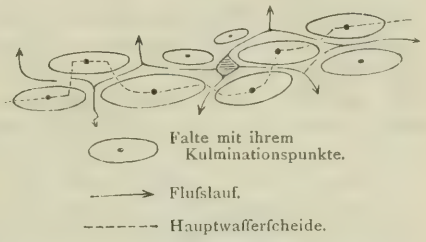
ſcheiden und Abflüſſe erzeugt werden. — Zur Anlage von Hauptwaſſerſcheiden ſind ganz beſonders die Horſte geeignet, welche aus ringsum geſunkenen Schollen inſelartig hervorragen. Doch wird ihre Bedeutung häufig durch ihre zu geringe Längenausdehnung und durch den Umſtand beeinträchtigt, daſs oft grade in ihrer unmittelbaren Nähe tiefe Grabenverſenkungen ſich befinden, welche die Gewäſſer von weit her ſammeln. So werden die Horſte der Verwerfungsgebiete häufig umfloſſen und ihnen daher nur Waſſerſcheiden geringerer Bedeutung überlaſſen.

Anlage in Faltungsgebieten. Der Grad der Faltung kann ein ſehr verſchiedener ſein. Es giebt Gebirge, die aus einer Schaar weitläufig geſtellter, durch offene Mulden von einander geſchiedener Falten beſtehen, die in einer Zone angeordnet ſich gegenſeitig ablöſen: wo die eine ſich ihrem Ende nähert, ſchmäler und flacher wird, wächſt dafür eine andere an Höhe und Breite. Die Länge und Höhe der einzelnen Falten iſt dabei eine ſehr wechſelnde. In ſolchen aus mehr oder weniger ſelbſtſtändigen Falten zuſammengeſetzten Gebirgen, als deren Typus der Schweizer Jura genannt werden kann, iſt der Proceſs der Zuſammenſchiebung noch nicht weit gediehen. Wenn es jemals vorkommen ſollte, daſs Faltungszonen in dieſem Zuſtande aus dem Meere auftauchen, ſo würden ſich in ihnen nicht von einer beſtimmten Kulminationslinie zwei entgegengeſetzte Abdachungen entwickeln, ſondern bald hier, bald dort würde ein längerer oder kürzerer Faltenkamm emportauchen. Die dazwiſchen gelegenen Thäler bleiben dann einſtweilen noch vom Meere bedeckt, das ſich erſt nach und nach, wie das Land emporwächſt, aus ihnen zurückzieht. Zwiſchen zwei Sätteln werden ſich tektoniſche Längsthäler ausdehnen, die ihre höchſten Stellen in der Regel zwiſchen den Erhebungsmaximis der zwei benachbarten Sättel haben. Es bilden ſich alſo Längsthäler mit entgegengeſetzten Abflüſſen, die dann ſeitlich zwiſchen den Lücken der Falten entweichen und zwar bald nach rechts, bald nach links, je nach den Tiefen der zwiſchen den Sätteln ſich darbietenden Lücken. Dieſe urſprünglichen tektoniſchen Längs- und Querthäler können natürlich unter Umſtänden durch Eroſion ſehr vertieft und bis zur Unkenntlichkeit umgeſtaltet werden, doch wird ſich das Fluſsnetz in einem ſolchen unter Meer vorgebildeten Faltengebirge immer aus Längsthälern zuſammenſetzen, die durch kurze Querthäler nach verſchiedenen Seiten entwäſſert werden. Die Hauptwaſſerſcheiden werden daher ſchon bei ihrer erſten Anlage höchſt unregelmäſsig verlaufen, von einem Kamm zum andern überſpringen und in ihrer Lage weniger durch Höhe, Länge und Alter der Sättel, als durch die Verhältniſſe der Mulden, namentlich die Tiefe ihrer Zugänge, beſtimmt werden (ſ. ſchematiſche Zeichnung Fig. 9).

Es iſt anzunehmen, daſs alle Faltengebirge dieſes Stadium

durchmachen. Manche bleiben in ihm ſtehen, bei anderen geht die Zuſammenſchiebung weiter. Die einzelnen Falten verlieren ihre Selbſtſtändigkeit, ſie wachſen zuſammen und werden über einander geſchoben und überkippt, ihre oberen Theile geſprengt und wegerodirt, die Mulden zugepreſst. So reſultirt ſchlieſslich ein Gebirgsblock, der aus einer groſsen Zahl zuſammengeſchweiſster Falten beſteht, ohne daſs die einzelnen noch oberflächlich erkennbar wären. Ein ſolches Gebirge, wie die Alpen, beſitzt zwei Abdachungen, welche ſich von einer höchſten Zone herabziehen. Dieſe liegt gewöhnlich da, wo die älteſten und höchſten Falten ſich entwickelten, und das war meiſt nicht in der Mitte, ſondern an einer Seite, der Innenſeite der Faltenzone. Innerhalb dieſer höchſten Faltenzone ſchlieſst ſich dann gewöhnlich eine Bruchzone an, welche die Waſſervertheilung nach Art der Schollenländer beeinfluſst. Die höchſte Zone eines ſolchen Gebirgsblockes kann aber auch eine mehrfach getheilte ſein, indem ſich mehrere Hauptfaltenſyſteme in ihrer Rolle ablöſen, wie dies z. B. bei den Centralmaſſiven der Alpen der Fall iſt. — Würde ein Gebirge in dieſem Zuſtande aus dem Meere emporſteigen, ſo würde ſich naturgemäſs die Hauptwaſſerſcheide auf der Kulminationszone anlegen. Querthäler werden in einem ſolchen Gebirge vorherrſchen. Je geſchloſſener und einheitlicher die Kulminationszone iſt, deſto ſchärfer werden zwei Hauptabfluſsrichtungen von einer ziemlich grade verlaufenden Hauptwaſſerſcheide getrennt. Wenn dagegen mehrere Kulminationen neben einander herlaufen, ſo kommt es zur Ausbildung von Längsthälern zwiſchen ihnen, und die Hauptwaſſerſcheide kann von einer zur andern überſpringen.

Fig. 9. (Schematiſche Karte.)



Gegen das Ende der Faltengebirge hin, ſowohl des einen wie des anderen Typus, gehen die Falten gewöhnlich immer mehr aus einander; die „Virgation“ (nach Sueſs)[1]) iſt eine weit verbreitete Erſcheinung an den Enden der Faltengebirge. Dort öffnen ſich die Längsthäler natürlicher Weiſe ohne Querthäler in die Ebene. Daſſelbe geſchieht, wenn ein Querbruch das Faltengebirge abſchneidet. In ſolchen Gebirgstheilen wird die Lage der Hauptwaſſerſcheide überwiegend durch die Weiſe

[1]) Antlitz. I. S. 354, 726 ff.

beſtimmt, in welcher ſich die Flüſſe nach ihrem Austritt in die Ebene vertheilen.

Auf die Anlage der Waſſerſcheiden in Aufſchüttungsgebieten braucht wohl kaum eingegangen zu werden. Es iſt ſelbſtverſtändlich, daſs ſie ſich ganz nach der Anordnung der Aufſchüttungen richtet. So z. B. beim Auftauchen eines bisher unterſeeiſchen Vulkangebietes: gruppirt ſich das vulkaniſche Material um einen centralen Eruptionsſchlund, ſo wird dieſer die Hauptwaſſerſcheide tragen, und das Entwäſſerungsſyſtem ein radiales ſein. Sind dagegen die Vulkane auf Reihen angeordnet, ſo wird auch die Hauptwaſſerſcheide eine langgedehnte ſein.

Es erſchien nöthig, hier dieſe normalen Verhältniſſe zu erörtern, obwohl ſie ſich eigentlich ſelbſtverſtändlich aus der Vorſtellung des Auftauchens aus dem Meere ergeben, da das Verſtändniſs des Normalen unentbehrlich iſt als Grundlage für die Beurtheilung der Abweichungen.

Zweiter Abſchnitt.

Die Verschiebbarkeit der Wasserscheiden.

A. Neigung der Wasserscheiden zur Beständigkeit.

a. Ursachen der Beständigkeit.

Die erſte Anlage der Waſſerſcheiden behält durch alle ferneren Zeiten hindurch deswegen eine ſo groſse Bedeutung, weil es ſehr ſtarker Kräfte bedarf, um ſie von den einmal eingenommenen Stellen zu verſchieben. Denn die Waſſerſcheide beſitzt eine ſehr bedeutende paſſive, ſelbſterhaltende Kraft [1]). Die Urſache iſt ſehr leicht verſtändlich. Die Waſſerſcheide empfängt nur das aus der Atmoſphäre herabfallende Regenwaſſer, aber keinen Zufluſs von geſammelten Gewäſſern aus anderen Gegenden. Die Eroſion des in Rinnen flieſsenden Waſſers iſt daher auf der waſſerſcheidenden Linie ſelbſt = 0 und wächſt, je weiter wir uns von ihr entfernen durch das Stärkerwerden der Waſſervolumina. Sind daher die Linien der Waſſerrinnen die Linien maximaler Eroſion, und zwar in deſto höherem Grade, je ſtärker die in ihnen geſammelte Waſſermaſſe iſt, ſo ſtellen die Waſſerſcheiden im Gegentheil die Linien minimaler Eroſion dar. Sowohl die Fluſslinien als die Waſſerſcheidelinien beſitzen in Folge dieſer Eigenſchaften das Beſtreben, ihre einmal eingenommene Lage mit groſser Zähigkeit feſtzuhalten. Die Flüſſe befeſtigen ſich durch tieferes Einſchneiden ſelbſt ihren Kanal immer mehr, ſodaſs ein Verlaſſen deſſelben unmöglich wird; jeder Serpentine nach rechts, die ſich im Laufe des Tiefereinſchneidens durch irgend welche Urſache ausgebildet hat, entſpricht als unmittelbare Folge eine Serpentine nach links. Es findet alſo ein pendelähnliches Schwanken des Fluſslaufes

[1]) Vergl. Maw, Geolog. Magaz. III. 1866. p. 441, 445. — Gilbert, Henry Mts. p. 138. — Tietze, Jahrb. Reichsanſt. 1878.

um eine bis zu einem gewiſſen Grade unveränderliche Mittellinie ſtatt[1]). Doch iſt dieſe Neigung zur Konſtanz bei den Flufsläufen nur beſchränkt auf diejenigen Punkte, wo Einſchneiden oder wenigſtens keine Ablagerung ſtattfindet. Wo ein Fluſs dagegen Schwemmland abſetzt, zeigt er im Gegentheil die Gewohnheit, ſeinen Lauf von Zeit zu Zeit zu ändern. Bei den Waſſerſcheiden iſt dagegen die Neigung zur Konſtanz eine viel unbeſchränktere, da ſie ſtets die Linien geringſter Eroſion ſind. Nehmen wir ſelbſt an, daſs die Verwitterung auf exponirten Waſſerſcheiden eine viel ſtärkere ſei, als in den tiefer gelegenen Gegenden, ſo vermag dies den Unterſchied nicht auszugleichen. Denn es fehlt das Transportmittel für die gröberen Verwitterungsprodukte; ſo wenig wie Korraſion, kann Transport ſtattfinden, wo das flieſsende Waſſer fehlt. Auf den Waſſerſcheiden iſt alſo nicht bloſs keine Korraſion, ſondern auch das durch Verwitterung gelieferte Trümmermaterial häuft ſich, ſo weit es nicht der Wind oder Nachſtürze oder der ſpülende Regen entfernen, und ſo weit Platz vorhanden iſt, auf ihnen an. Breite, nicht zugeſchärfte Waſſerſcheiden bieten daher ſo häufig das Bild der furchtbarſten Trümmerwildniſſe; man denke nur an die bedeutenderen Alpenpäſſe! Trümmermaſſen aber ſchützen wiederum den Untergrund einigermaſsen vor weiterer Verwitterung. Die Waſſerſcheiden, der Eroſion gar nicht, der Verwitterung nur beſchränkt ausgeſetzt — während anderswo beide Faktoren ſich in die Hände arbeiten — werden daher, je ſtärker in einem Gebiete die Eroſion arbeitet, deſto mehr aus der allgemeinen Abtragung als relative Erhebungen hervorragen; mit dieſer Neigung zum Hervortreten über die Umgebung iſt eine Befeſtigung ihrer Lage verbunden. So lange alſo in einem Gebiete Eroſion ſtattfindet, bleiben die Waſſerſcheiden gegen die Abtragung ihrer Umgebung zurück; hat die Eroſion überhaupt aufgehört, ſo fehlen von den Kräften, welche Verſchiebungen hervorrufen können, wenigſtens alle diejenigen eroſiver Natur.

b. Durch die Beſtändigkeit erzeugte Gegensätzlichkeit zwischen dem Verlauf der Wasserscheiden und der heutigen Bodengestalt.

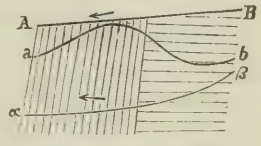
Dieſe Eigenſchaft der Waſſerſcheiden und der Flufsläufe, ſich möglichſt auf der ihnen einmal beim Auftauchen aus dem Meere angewieſenen Stelle zu erhalten, hilft manche Erſcheinungen der Erdoberfläche erklären. Wir finden ja ſo häufig, daſs Waſſerſcheiden und Abflufsrichtungen im Widerſpruch mit dem heutigen Relief des Landes erſcheinen. In ſehr vielen Fällen haben wir anzunehmen, daſs das heutige Relief ein anderes iſt

[1]) Ueber Konſtanz der Flufsläufe vergl. Dutton, Tertiary history etc. p. 72.

als das zur Zeit der Anlage der Waſſerſcheiden beſtehende, und daſs die Veränderungen, welche vor ſich gegangen ſind, zwar das Relief gründlich umgeſtaltet, aber doch ſo langſam und wenig intenſiv ſich entwickelt haben, daſs die hydrographiſchen Linien ihrer Neigung zur Beharrlichkeit folgen und ſich in ihren Stellungen durch alle Veränderungen hindurch behaupten konnten. Dieſe Reliefveränderungen können ſowohl durch Eroſion ſelbſt, als durch tektoniſche Vorgänge verurſacht ſein.

Durch Eroſion kommen häufig Differenzen in der Widerſtandsfähigkeit der Geſteine, die vorher in der Tiefe verborgen waren, zum Ausdruck in der äuſseren Bodengeſtalt. Härtere Maſſen werden aus weicheren zu Höhenrücken herauspräparirt und umgekehrt weichere aus härteren entfernt, ſodaſs Vertiefungen zurückbleiben. Dieſe durch die Eroſion ſelbſt hervorgerufenen Differenzirungen können neue Waſſerſcheiden und Fluſsläufe ſchaffen oder die beſtehenden von ihrer Stelle rücken (ſ. S. 70). Aber es fehlt auch nicht an Beiſpielen auf der Erde, wo die Neigung zur Konſtanz dieſen Einflüſſen zum Trotz Sieger geblieben iſt. Dahin gehören viele „Durchbruchsthäler“, und zwar von ſolchen Flüſſen, welche von niedrigeren, aus weicheren Geſteinen zuſammengeſetzten Gegenden kommend höhere und härtere Maſſen in engen Thälern durchbrechen, ohne daſs die härteren Geſteine gegenüber den weicheren durch ſpätere Dislokationen in höhere Lage gekommen wären. In ſolchen Fällen iſt anzunehmen, daſs die Flüſſe urſprünglich über eine gleichförmig geneigte Oberfläche dahinfloſſen; erſt durch ihr Tiefereinſchneiden wurden die an Härte differirenden Geſteine erreicht und durch verſchieden ſtarke Abtragung ein der konſtant gebliebenen Fluſsvertheilung, welche durch die frühere, jetzt zerſtörte Oberfläche bedingt war, widerſprechendes Relief geſchaffen (Fig. 10). Auf ſolche Weiſe wurde von Beete Jukes die eigenthümliche Fluſsvertheilung in Südweſt-Irland erklärt [1]). Ramsay [2]) nimmt an, daſs die oberrheiniſche Tiefebene vor der Entſtehung des Rheinthales zwiſchen Bingen und Bonn bis zu den Uferhöhen des Binger Lochs von miocänen Schichten angefüllt geweſen ſei. Ueber dieſe und die niederrheiniſche Devonſcholle ſei der Rhein hinweggefloſſen und erſt in dem Maſse, wie er ſein Thal in den harten Grauwacken und Schiefern vertiefte, habe er Gelegenheit erhalten, die miocänen Schichten des Oberlaufs zu entfernen.

Fig. 10. (Profil.)



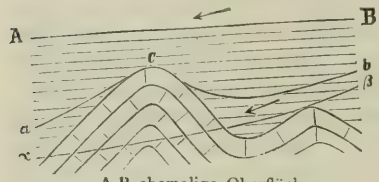
A B ehemalige Oberfläche.
a b heutige „
α β heutiger Fluſslauf.

[1]) Quart. Journ. 1862. p. 391 ff.
[2]) Quart. Journ. 1874. p. 92 ff.

Das Reſultat iſt das räthſelhafte enge Durchbruchsthal durch das Schiefergebirge unterhalb der weiten oberrheiniſchen Tiefebene! Wie weit dieſe Annahme begründet iſt, wage ich nicht zu entſcheiden.

Eine verwandte Erſcheinung iſt die Epigeneſis der Thäler[1]), d. h. das Fortbeſtehen der Fluſsläufe und Waſſerſcheiden nach Abtragung des Schichtenſyſtems, in dem ſie entſtanden ſind (Fig. 11). Die epigenetiſchen Thäler (superimposed valleys nach Powell) ſind alſo hauptſächlich auf Abraſionsflächen zu erwarten, die ehemals von transgredirenden Schichten bedeckt waren. Dieſe werden entfernt und die hydrographiſchen Linien erſcheinen unabhängig von dem jetzt entblöſsten Grundgerüſt.

Fig. 11. (Profil.)



A B ehemalige Oberfläche.
a c b heutige „
α β heutiger Fluſslauf.

Eins der groſsartigſten Beiſpiele der Art ſcheinen die öſtlichen Ketten der Rocky Mountains im Staate Colorado zu ſein, wo zahlreiche Durchbruchsthäler vorkommen. Hier iſt die Entwäſſerung nicht abhängig von der Struktur der tieferen, gefalteten Schichten, ſondern bedingt durch die ehemals darüber lagernden Sedimente, deren Schichtenköpfe jetzt nur noch am Fuſse des Gebirges aufragen[2]). Aehnliche Fälle werden aus dem Himalaya berichtet[3]). In den Ardennen ſcheint das Durchbruchsthal der Amblève durch das ſiluriſche Maſſiv des Hohen Venn auf Epigeneſis zu beruhen; wenigſtens finden wir bei Malmedy, Stavelot und Basse-Bodeux noch einzelne Flecken von Buntſandſtein transgredirend auf dem Silur aufliegen, welche auf eine ehemals ausgedehntere Bedeckung hindeuten.

Ueberwindung von Dislokationen durch die Flüſſe. Eine viel bezweifelte Behauptung iſt die, daſs Flüſſe auch Veränderungen im Relief, welche durch tektoniſche Bewegungen in der Erdrinde erzeugt werden, überwinden können. Es handelt ſich darum, eine von den eben beſprochenen abweichende Art von Durchbruchsthälern zu erklären. Man findet häufig Gebirge, die, obwohl ſie an Ausdehnung und Höhe zu den gewaltigſten der Erde zählen, dennoch keine irgend bedeutende Waſſerſcheide tragen, indem ſie von einem oder mehreren Flüſſen durchſetzt werden, welche im Hintergrunde des Gebirges gelegenen Niederungen oder doch weniger hohen Bergländern entſtammen.

[1]) v. Richthofen, Führer. S. 174.
[2]) Powell, Colorado. p. 164, nach Marvine.
[3]) v. Richthofen, Führer. S. 175; Medlicott a. Blanford. p. 562.

Diese tiefere Lage der Gebiete des Oberlaufes gegenüber denen des Unterlaufes ist aber nicht das Produkt der Erosion, wie in den beiden ersten besprochenen Fällen, sondern durch tektonische Vorgänge hervorgebracht. Zuweilen liegt nicht nur die dem Durchbruchsthal vorhergehende Stromstrecke, sondern sogar die Quelle des Stromes niedriger als der durchbrochene Gebirgskamm. Das widerspricht auf den ersten Blick dem Grundgesetze, dass die Gewässer bei ihrer Entstehung der natürlichen Abdachung des Landes folgen. Den Spaltentheoretikern war hier eine Erklärung leicht. Seitdem man aber durch die glänzenden Widerlegungen der Spaltennatur der meisten Thäler durch Dana[1]), R. Schlagintweit[2]), Tyndall[3]), Ramsay[4]), Rütimeyer[5]), Heim[6]), Tietze[7]), Löwl[8]) gelernt hat, dass man nicht willkürlich Spalten annehmen darf, um Thäler zu erklären, sondern dass erst eine Spalte durch den geologischen Befund konstatirt werden muss, ehe man sie zu Erklärungen verwenden kann, hat sich fast überall gezeigt, dass von einer Spaltennatur der meisten Thäler keine Rede sein kann. So hat man auch an den bisher untersuchten Durchbruchsthälern wohl noch nie eine Spalte, dagegen sehr häufig ihren erosiven Ursprung nachzuweisen vermocht.

Für die Erklärung eines Durchbruchsthales durch Erosion stehen mehrere Möglichkeiten zur Verfügung, von denen zwei schon erwähnt wurden. Die dritte hier in Betracht zu ziehende Möglichkeit ist die, dass der Fluss älter ist als das Gebirge und sich während des Aufsteigens desselben durch fortwährendes Tiefereinschneiden in seiner Lage behauptet hat. Diese Annahme wurde von Powell[9]) eingeführt und von ihm, Gilbert[10]) und Dutton[11]) auf mehrere amerikanische, von Melicott[12]) auf indische Vorkommnisse angewendet, in Europa zuerst von Rütimeyer[13]) und Kollbrunner[14]) angedeutet und von Tietze[15]) näher begründet. Löwl[16]) dagegen leugnet, dass überhaupt Erosion jemals

---

[1]) Geological Report. 1849. — Manual of Geology. 1863.
[2]) Zeitschr. f. Allg. Erdk. 1857.
[3]) Philos. Mag. 1864. p. 255 ff.
[4]) Ebendas. p. 293.
[5]) Thal- u. Seebildung.
[6]) Mechanismus etc. I.
[7]) Verhandl. geol. Reichsanst. 1878, S. 212. — Jahrb. ders. 1878, S. 581 ff; 1882, S. 685 ff.
[8]) Thalbildung. 1884.
[9]) Colorado River. p. 152 ff.
[10]) Henry Mts. p. 124.
[11]) Tertiary history. p. 72.
[12]) Medlicott and Blanford, Manual. p. 678.
[13]) Thal- und Seebildung. S. 103.
[14]) Morphologie. S. 39.
[15]) An den angeführten Orten.
[16]) Petermann's Mittheil. 1882, S. 405 ff. — Thalbildung. S. 90 ff.

eine ſich bildende Dislokation überwinden könne. Wenn z. B. eine Falte in einem Fluſslaufe aufſtiege, würde dadurch das Gefälle oberhalb derſelben vermindert und die Eroſion lahm gelegt. Ich glaube, daſs Löwl darin zu weit geht, mit ſo gutem Recht er auch gegen die übermäſsige Verallgemeinerung der Powell-Tietze'ſchen Erklärungsweiſe auftritt. Er überſieht, daſs in dem Maſse, wie das Gefäll oberhalb des Hinderniſſes abnimmt, es unterhalb zunimmt.

Ein Fluſs vermag, wenn er mit groſser Stoſskraft ankommt, eine kurze Strecke weit auch bergauf zu erodiren; er kann alſo beim erſten Entſtehen einer Falte, falls ihre Amplitude ſehr klein iſt, ſie auch von oben her abhobeln (Fig. 12, Längsſchnitt). Wenn aber die Faltenbildung wächſt und gröſsere Flächenräume in ſie hineingezogen werden, oder wenn ſie gleich mit groſser Amplitude beginnt, dann wird allerdings die Eroſion von oben her aufgehoben und das Waſſer ſtaut ſich oberhalb der Falte; aber unterhalb des Hinderniſſes entſteht eine Stromverſtärkung; hier wird die Eroſion vermehrt, da der Fluſs über ſeine terminante Kurve [1]) hinausgehoben iſt und nun danach ſtrebt, ſie wieder auszuarbeiten. Er arbeitet deſto ſtärker, je ſchneller das Aufſteigen vor ſich geht, wenn es nur nicht ſo ſchnell erfolgt, daſs die Aufſtauung dem Fluſſe ganz andere Bahnen öffnet, ehe das Hinderniſs durchſägt iſt. Da dieſe Strecke ſtarker Eroſion ſich allmählich nach aufwärts verlegt, kann durch dieſe Art rückwärtsſchreitender Eroſion der aufſteigende Gebirgstheil durchſägt werden (Fig. 13).

Fig. 12. (Längsprofil.)

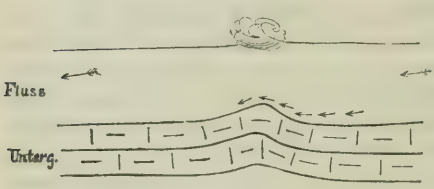
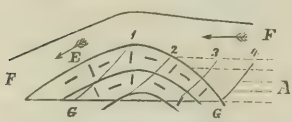


Fig. 13. (Längsprofil.)



F Fluſs. G Geſtein. A Ablagerungen im geſtauten Waſſer oberhalb der Falte. E Strecke ſtarker Eroſion. 1—4 Stadien des Rückſchreitens derſelben.

Das Einſchneiden in eine aufſteigende Falte iſt alſo, wenn auch wohl nicht ganz im Tietzeſchen Sinne, doch durch rückwärtsſchreitende Eroſion möglich. Der Vorgang iſt hier im Grunde derſelbe, wie ihn auch Löwl bei ſeiner rückſchreitenden Eroſion annimmt: das Ausarbeiten der Terminante; nur mit dem Unterſchiede, daſs es ſich hier

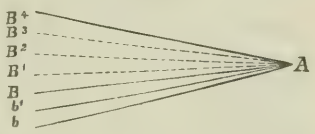
[1]) Vergl. meinen Aufſatz in Petermann's Mittheil. 1886, S. 67 ff.

um entwickelte Ströme mit flacher Terminante, bei Löwl dagegen um die Arbeit ſchwacher Quellbäche (alſo mit ſehr ſteiler Terminante) handelt. Daſs letztere Bedingung für die Gröſse der zu leiſtenden Arbeit eine ungünſtigere iſt, iſt leicht erſichtlich.

Daſs derſelbe Vorgang möglich iſt, wenn anſtatt einer Falte eine Gebirgsmaſſe an Verwerfungen aufſteigt, ſobald man nur, wie man nach den neueren Lehren wohl thun kann, auch an Brüchen die Bewegungen als genügend langſam oder in hinreichend kleinen Rucken ſich abſpielend vorausſetzt, bedarf wohl keiner näheren Auseinanderſetzung. Der Vorgang wird in ſeinem Weſen ebenfalls nicht verändert, wenn die Bewegung an den Brüchen in ſo ſtarken Rucken erfolgt, daſs ſich jedesmal dahinter erſt ein See bildet, deſſen Ausfluſs dann das Hinderniſs durchſägt. In dieſem Fall iſt die Aufſtauung nur graduell von derjenigen verſchieden, die ſich jedesmal im Fluſslauf oberhalb des Hinderniſſes bildet; auch hier iſt es das Streben des Fluſſes, ſich zu ſeiner Terminante wieder herabzugraben, wenn er über ſie erhoben wurde, welche das Durchſägen des Hinderniſſes, und zwar durch rückſchreitende Eroſion, bewirkt. Nur darf die Aufſtauung nicht ſo ſtark ſein, daſs der See einen Abfluſs nach einer anderen Seite erhält.

Nahe mit der Ueberwindung von Dislokationen dieſer Art iſt der Vorgang verwandt, daſs ſich Flüſſe in ihren Bahnen trotz entgegengeſetzter Neigung der ganzen Schichttafeln ihres Untergrundes behaupten. Das groſsartigſte Beiſpiel hierfür iſt der Colorado. Zerlegen wir den Proceſs, der in Wahrheit ein mehr oder minder kontinuirlicher iſt, zum leichteren Verſtändniſs in einzelne Phaſen. In Fig. 14 ſei AB die Oberfläche eines Schichttafellandes, entſprechend dem Einfallen der Schichten von A nach B geneigt. Es liegt auf dieſem Plateau eine Strecke eines Fluſſes, der naturgemäſs auch von A nach B herabflieſst und ſein Bett bis zu ſeiner terminanten Kurve A b vertieft hat.

Fig. 14.



Nun findet eine Hebung von B nach B^1 ſtatt, während A in Ruhe bleibt; demgemäſs auch eine Hebung von b nach b^1, während A in Ruhe bleibt. Dadurch iſt zwar das Gefäll des Fluſſes vermindert, aber die Richtung des Gefälles iſt noch immer die von A nach B. Iſt nun die Eroſionsbaſis des Fluſſes (z. B. das Meeresniveau) unverändert geblieben, dann entſteht an der Grenze zwiſchen dem gehobenen und nicht gehobenen Gebiet (in der Fig. in BB^1) eine überſteile Stelle mit ſtarker Eroſion, und indem dieſe Thalſtufe ſich nach rückwärts verſchiebt, ſtellt der Fluſs allmählich wieder ſeine frühere Kurve A b her, d. h. er arbeitet

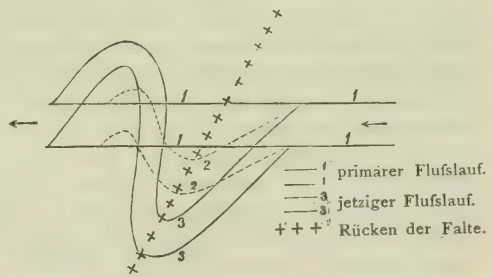
ſich zum früheren Niveau hinab, während die Schichtenſtellung eine andere geworden iſt. Nun kommt eine zweite Hebung: B^1 kommt nach B^2 und b wieder nach b^1; die Schichten liegen jetzt zwar horizontal, aber das Fluſsbett hat noch das Gefälle von A nach B; es gräbt ſich wieder auf A b herunter; und ſo geht es weiter: in der nächſten Phaſe nehmen die Schichten die Lage AB^3, zuletzt AB^4 an. Nun haben ſie ein entſchiedenes Einfallen von B^4 nach A bekommen, und doch flieſst der Fluſs von A nach b. Vorausgeſetzt iſt, daſs die Pauſen zwiſchen den einzelnen Phaſen ſo groſs ſind, daſs der Fluſs ſich immer wieder auf ſeine Terminante eingraben kann, oder wenn wir dies auf den Fall der kontinuirlichen Hebung überſetzen: der Fluſs kann ſeine Richtung trotz eines ſich bildenden entgegengeſetzten Schichtenfallens behaupten, falls die Neigungsbewegung der Schichten nicht ſchneller vor ſich geht, als das dadurch erzeugte Wiedereingraben des Fluſſes. Es kommt alſo auch hier nur auf das Kräfteverhältniſs beider Thätigkeiten an, welche von ihnen Sieger bleiben ſoll.

Wirkungen der Dislokationen auf die Fluſsſyſteme. Iſt es auch, wie auseinander zu ſetzen verſucht wurde, möglich, daſs Flüſſe Dislokationen überwinden, ſo iſt es doch undenkbar, daſs ein Fluſsſyſtem unverändert aus einem ſolchen Kampfe hervorgehe. Es findet jedenfalls eine Art Anpaſſung des Fluſsſyſtems an die neuen Reliefverhältniſſe ſtatt und zwar aus zwei Urſachen. Erſtens ſind die Fluſsläufe des einer tektoniſchen Neubildung unterworfenen Gebietes ſehr ungleich an Eroſionskraft; ſie werden ſich daher ungleich gegen die Dislokation verhalten. Wenn z. B. eine Falte mehrere Waſſeradern kreuzt, ſo können ſich von dieſen vielleicht nur einige Hauptflüſſe in ihrer Richtung behaupten, während die ſchwächeren unterliegen. Dieſe folgen daher den neuen Abdachungen, entweder nur bis ſie auf die konſtant gebliebenen Ströme treffen und ſich mit ihnen vereinigen, oder ſie werden ganz anderen Abfluſsſyſtemen zugeführt. Zweitens ſind aber auch die Dislokationen an den verſchiedenen Stellen verſchieden ſtark; die Waſſerläufe, welche die ſchwächeren Stellen kreuzen, können ſich behaupten, während vielleicht an den Orten ſtärkerer Dislokation die Flüſſe überwunden und dadurch den glücklicheren, die ſich behaupten konnten, zugeführt werden als willkommene Verſtärkung. Wir finden dementſprechend häufig, daſs die Durchbrüche von Flüſſen durch Dislokationen ſich an den ſchwächſten Stellen der letzteren befinden. Bei einem ſolchen Kampfe zwiſchen Dislokationen und Flüſſen findet alſo unter den letzteren eine Art natürlicher Auswahl ſtatt, deren Folge in ſolchen Gebieten, wo ein derartiger Kampf ſtattfand, ein eigenthümlicher Gegenſatz in den Richtungen der gröſseren Ströme und der kleineren

Zuflüſſe iſt. Die erſteren verlaufen in der Richtung der früheren längſt verwiſchten Abdachung, während die kleineren dem heutigen Relief folgen. Solche Gegenſätze ſind in vielen Gegenden zu beobachten, z. B. in den Plateaus ſüdlich der Uintah Mts. (ſ. S. 121). Derſelbe Gegenſatz zeigt ſich auch meiſt in den Theilſtrecken eines gröſseren Fluſſes. Während der Unterlauf ſich behauptet, findet man den Oberlauf, wo ja die Eroſion ſchwächer iſt, in Abhängigkeit vom heutigen Relief. — Es iſt leicht erſichtlich, daſs durch eine ſolche Auswahl unter den Flüſſen die Bildung groſser Ströme begünſtigt wird, indem die ſchwächeren Flüſſe, die ſich den Dislokationen anpaſſen, durch dieſe ſelbſt den groſsen zugeführt werden, während ſie vorher vielleicht ſelbſtſtändig waren.

Neben dieſer allgemeineren, umgeſtaltenden Einwirkung der Dislokationen auf die Richtungen der Flüſſe findet auſserdem eine mehr lokale, an den Ort des Durchbruchs ſelbſt gebundene Beeinfluſſung ſtatt, die aber doch bedeutende Dimenſionen erreichen kann. Wenn nämlich eine Falte quer zu einem Fluſslauf gerichtet aufſteigt, ſo wird ſie in der übergroſsen Mehrzahl der Fälle nicht gerade rechtwinkelig zum Fluſslauf, ſondern in irgend einem gröſseren oder kleineren ſchiefen Winkel zu demſelben gerichtet ſein. Dadurch wird der Fluſs vor dem Rücken der Falte nach der Seite des ſtumpfen Winkels (von oberhalb gerechnet, auf der Fig. 15 nach links) abgedrängt. Hinter dem Rücken der Falte iſt die Böſchung mehr nach der anderen Seite (auf der Fig. rechts vom Fluſſe) gerichtet: die Waſſertheilchen werden dort mehr nach dieſer Richtung gedrängt und daher eine Biegung des Fluſſes in dieſem Sinne anſtreben. Das Reſultat iſt alſo, daſs ſich innerhalb der aufſteigenden Falte eine Fluſsſchlinge ausbildet, welche ihre konvexe Seite nach der Richtung wendet, wo der ſtumpfe Winkel zwiſchen Fluſs und Falte (vom Oberlauf des Fluſſes aus betrachtet) liegt. Je mehr die Falte ſteigt, deſto tiefer ſchneidet ſich der Fluſs in dieſelbe ein, unter ſteter Erweiterung der angelegten Schlinge. — Dieſelbe Wirkung entſteht, wenn — und das wird in der Regel der Fall ſein —

Fig. 15.



die Falte an einer Seite des Fluſſes etwas höher iſt als an der anderen, d. h. wenn der Fluſs nicht gerade an dem Kulminationspunkte der Falte, ſondern etwas nach ihren Enden gerückt liegt. Wenn der Unterſchied auch nur ein ganz minimaler iſt, ſo wird doch, wie ich glaube, der Fluſs beim Tiefereinſchneiden nach der niedrigeren Seite hin gedrängt und ſo allmählich eine Schlinge ausgebildet. Beide Urſachen der Schlingenbildung können ſich verſtärken, ſich ſchwächen oder in ſeltenen Fällen ganz aufheben, je nachdem ſie den Fluſs nach derſelben oder nach entgegengeſetzten Seiten abzulenken ſtreben. Die Faktoren ſummiren ſich, wenn anſtatt einer Falte ein ganzes Faltenſyſtem gleichſinnig wirkt. — Die Bedingungen der Schlingenbildung werden nicht weſentlich verändert, wenn wir an Stelle der Falte eine an Brüchen ſich relativ hebende Scholle oder eine gegen den Fluſs ſich neigende Schichttafel annehmen. In bei weitem den meiſten Fällen wird alſo beim Einſchneiden eines Fluſſes in ein aufſteigendes Gebirge eine Schlinge entſtehen, und aus ihr kann man mit einiger Vorſicht eine Beſtätigung der Entſtehungsart des Durchbruches ableiten. Solche Schlingen beim Durchbruch von Flüſſen durch Gebirge ſind weit verbreitet. Um nur einige Beiſpiele zu nennen: der Durchbruch des Green River (oberen Colorado) durch die Uintah Mts.,[1]) des Ebro durch das Bergland der Provinz Tarragona, des Rhône durch den Jura zwiſchen Bellegarde und Lagnieu u. a. m.

Wirkung der Flüſſe auf die Dislokationen. Wie das Gebirge auf den Lauf der Flüſſe, ſo muſs auch der Fluſs eine Einwirkung auf den Bau des Gebirges ausüben, ſofern er älter iſt als dieſes. Wenn ein Gebirge quer über einen ſich einſchneidenden Fluſs aufſteigt, wird zu Seiten des Einſchnittes lokal der ſeitliche Widerſtand der Gebirgstheile, unter demſelben die Belaſtung aufgehoben; es müſſen alſo die dem Einſchnitt benachbarten Gebirgspartien weſentlich andere Bewegungen erfahren, als die von ihm entfernten, die unter ganz anderen Spannungsverhältniſſen ſtehen. In welcher Weiſe ſich dieſer Einfluſs geltend macht, das iſt jedenfalls ein ſehr verwickeltes mechaniſches Problem, das zu löſen unſere Kenntniſs vom Mechanismus der Gebirgsbildung überhaupt wohl noch zu unklar und umſtritten iſt. Einſtweilen kann nur die Beobachtung Material zur Beurtheilung der Frage an die Hand geben. Aber gerade dieſes Verhältniſs des Gebirgsbaus zu den Thaleinſchnitten hat bisher kaum Beachtung gefunden. Nur eine einſchlägige Beobachtung iſt mir bekannt; ſie wird von Medlicott und Blanford mitgetheilt. Es wird geſagt:[2]) „Die Engpäſſe ſowohl der Djamuna als des

[1]) Vergl. Powell, Colorado. p. 157 f.
[2]) Manual. p. 541.

Ganges in der Siwalik-Kette (Subhimalaya) werden jetzt ſtark markirt durch Querbrüche der Felſen mit verſchiedenem Einfallen auf den gegenüberliegenden Seiten; aber es iſt wahrſcheinlicher, daſs die Flüſſe Antheil hatten an der Beſtimmung der Lage dieſer Brüche, als umgekehrt; denn die Flüſſe haben nicht aufgehört hier zu flieſsen ſeit vorſiwaliſcher Zeit: als die erſte Erhebung begann, hatten die Flüſſe die Eroſionskanäle auszuarbeiten, und als die verwerfenden Kräfte in Wirkung traten, waren dieſe Eroſionslinien die Stellen des geringſten Widerſtandes.“ Daſs die Flüſſe älter ſind, als die Erhebung der Siwalik-Kette, ergiebt ſich daraus, daſs ſich in der Siwalik-Formation (Jungtertiär) vor den Austrittspunkten der Flüſſe Ganges, Djamuna und Setledj groſse, jetzt ſteil aufgerichtete Anhäufungen von Geſchieben befinden, welche beweiſen, daſs ſchon damals die Fluſsthäler an denſelben Stellen exiſtirten.

Wir haben alſo geſehen, daſs es nur von dem Intenſitätsverhältniſs der beiden gleichzeitigen Kräftewirkungen, des Aufſteigens und des Einſchneidens, abhängt, welche von beiden Sieger bleibt, ob der Fluſs abgelenkt wird, oder ſeinen Lauf in enger Thalſchlucht des neuen Gebirges behauptet. In letzterem Falle bildet das neue Gebirge keine Hauptwaſſerſcheide, da es ſich erſt nach der Meeresentblöſsung des Landes, alſo nach der Anlage des Entwäſſerungsſyſtems bildete und zwar nicht ſo heftig, daſs es die ſelbſterhaltende Kraft der hydrographiſchen Linien überwinden konnte. Dieſe Neigung der Waſſerſcheiden und Fluſsſyſteme, in der einmal eingenommenen Lage zu beharren, ſodaſs ſie in Widerſpruch mit dem heutigen Relief des Landes erſcheinen können, iſt die Urſache, weshalb Hauptwaſſerſcheiden ſo häufig auf alten Kontinentalmaſſen liegen, wenn dieſe auch nicht über ihre Umgebung hervorragen,[1]) dagegen durchaus nicht mit Hochgebirgen zuſammen zu fallen brauchen.[2])

B. Faktoren, welche Ortsveränderungen der Wasserscheiden bewirken können.

Trotz der Beharrlichkeit der Waſſerſcheiden giebt es zahlreiche Faktoren, welche eine Verſchiebung derſelben herbeiführen können, wenn ſie eine genügende Kraft entwickeln, und von denen die wichtigſten hier beſprochen werden ſollen. Wir können dieſe Faktoren, welche die Vertheilung der Waſſer-

[1]) Tietze, Verhandl. geol. Reichsanſt. 1878, S. 212 ff.
[2]) Supan, Grundzüge etc. S. 363.

ſcheiden und daher auch der Fluſsſyſteme verändern, in zwei Kategorien eintheilen. Die eine bewirkt allmähliche Verſchiebung der waſſerſcheidenden Linien, ſodaſs ſie ſucceſſive den ganzen Raum zwiſchen ihrer ehemaligen und ihrer neuen Lage durchmeſſen. Die andere dagegen bewirkt keine Ortsverſchiebung der Waſſerſcheide, ſondern vernichtet ſie entweder an ihrem Orte ganz und gar, oder läſst an einem anderen Orte eine neue Waſſerſcheide entſtehen, welche die alte fortbeſtehende an Bedeutung überflügelt und ihre Rolle übernimmt.

a. Allmähliche Ortsveränderung.

1. *Durch Veränderung des kontinentalen Gefälls.* Unter den Faktoren der erſten Kategorie iſt als der in der allgemeinſten Weiſe wirkende zuerſt zu nennen die Veränderung des kontinentalen Gefälles. Eine ſolche kann entweder Folge einer einſeitigen Bewegung eines gröſseren Stückes der Erdrinde, Senkung oder Hebung ohne Dislokationen im Inneren deſſelben, oder aber einer Veränderung in der Geoidfläche ſein. Letzteren Vorgängen hat man gegenüber den früher allzu einſeitig betonten Bewegungen der Erdrinde eine gröſsere Bedeutung zugeſprochen. Veränderungen in den kosmiſchen Anziehungskräften oder in der Maſſenvertheilung in und auf der Erdrinde haben neben Schwankungen des Meeresſpiegels auch entſprechende Umgeſtaltungen der Niveauflächen im Inneren der Landmaſſen zur Folge. Es würde hier zu weit führen, auf diese neueren Anſichten näher einzugehen, da es für unſere Zwecke gleichgültig iſt, welche Urſache der Verſchiebung der Niveauflächen zu Grunde liegt. Genug, es können, ohne daſs Verſchiebungen im Inneren eines Erdraumes vorkommen, ſich ſeine Niveau- und Gefällsverhältniſſe ändern, mag die Urſache nun in einer Bewegung ſeiner eigenen ganzen Maſſe, oder in einer Aenderung der Gleichgewichtslage auf der Erdoberfläche liegen. Auf jeden Fall ſind dieſe Niveauveränderungen keine plötzlichen, ſondern langſame. Sie kommen für die Abfluſsverhältniſſe eines Landes deſto mehr zur Geltung, je geringer die Höhendifferenzen deſſelben ſind; in Flachländern werden ſie viel häufigere und ſtärkere Veränderungen erzeugen, als in Gebirgen. Die flache Felsplatte des mittleren britiſchen Nordamerika und der benachbarten Theile der Vereinigten Staaten iſt daher eine der Gegenden, aus welchen ſolche Fälle beſchrieben ſind. Warren[1]) iſt der Anſicht, daſs noch nach der Eiszeit (?) der Winipeg See ſich nach Süden durch den Minneſota River zum Miſſiſſippi entwäſſert habe, bis er durch eine Veränderung des kontinentalen

[1]) Amer. Journ. of Science a. Arts. III. Ser., Vol. XVI., p. 417 ff.

Gefälles (Senkung nach Nordoften) einen niedrigeren Abflufs zur Hudfons Bay erlangt habe. Dadurch wurde die Waffcrfcheide bis füdlich des 46° n. Br. verfchoben, indem der frühere füdliche Abflufs des Winipeg Sees fich in zwei Theile zerlegte: den nördlich fliefsenden Red River of the North und den füdlich gerichteten Minnefota River. Das hatte natürlich eine Verminderung der Waffermaffe des letzteren und ein Auffüllen feines Thales zur Folge. Denfelben Fall führt Suess[1]) nicht auf eine Bewegung in der Erdkrufte, fondern auf eine Aenderung im Meeresniveau (bez. der Geoidfläche) zurück. Es liegt nahe, diefe auch hier mit der Attraktion der Eismaffen der grofsen Vergletfcherung in Beziehung zu bringen.[2]) — Penck[3]) hat in höchft geiftreicher Weife die Lehre von der Umgeftaltung der Abflufsrichtungen durch Veränderung der Geoidfläche näher begründet. Seine Ausführungen gipfeln in den Sätzen (a. a. O. S. 55): „Allgemein läfst fich ausfprechen, dafs rings um eine grofse, jedoch räumlich fcharf begrenzte Erhebung herum alle die Flüffe, welche nach ihr zuftreben, eine Vermehrung ihres Gefälles erfahren, während diejenigen, welche von ihr hinwegftrömen, eine Verringerung ihres Gefälles erhalten, welche foweit gehen kann, dafs diefes völlig umgewendet wird. Die einen werden Thalbildner, die andern fchütten ihre Thäler zu.“ Die Stärke der Niveauverfchiebung ift umgekehrt proportional dem Quadrate der Entfernung von der Maffe, welche die Aenderung der Attraktionsverhältniffe bewirkt. Wenn die Anziehung fich wieder vermindert, werden zahlreiche Flüffe aufser Betrieb gefetzt und ihre Thäler zum Theil in Seebecken verwandelt. Sowohl durch die erfte Veränderung, als durch die nachherige Rückveränderung der Niveaufläche werden durch Theilung der Flufsläufe zahlreiche neue Waffcrfcheiden gebildet, die fich durch grofse Flachheit und unregelmäfsigen Verlauf auszeichnen. Auf folche Weife werden von Penck die eigenthümlichen hydrographifchen Verhältniffe der norddeutfchen Seenplatten erklärt, indem die gewaltigen Inlandeismaffen der nordifchen Vergletfcherung eine bedeutende Verfchiebung der Geoidfläche hervorgerufen haben follen. Penck verwahrt fich übrigens zum Schlufs gegen eine zu weite Anwendung feiner Theorie. Man mufs immer bedenken, dafs Niveauverfchiebungen diefer Art nur fehr geringe Winkelwerthe befitzen können und daher eine

---

[1]) Verhandl. geol. Reichsanft. 1880, S. 176.

[2]) Dana (Amer. Journal of Science and Arts. III. Ser., Vol. 24, p. 428) hält im Gegenfatz zu Warren den füdlichen Abflufs des Sees nur für zeitweife durch Abdämmung feitens des nördlich vorliegenden Eiswalles der Glacialzeit hervorgebracht.

[3]) Verh. der Gef. f. Erdk. z. Berlin. XI, 1884, S. 39 ff.

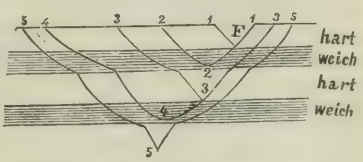
Wirkung auf die Verſchiebung der Waſſerſcheiden nur in ſehr flachen Ländern ausüben dürften. Ja es frägt ſich, ob ſie ſich bei näherer Berechnung ſelbſt für ſolche Gegenden, wie die norddeutſche Seenplatte, hinreichend beträchtlich herausſtellen werden. Wenigſtens iſt die Penck'ſche Theorie für die Seenplatte ſchon lebhaft bekämpft worden. Die dortigen Seen müſsten nach dieſer Theorie ungemein flach ſein, und ich bezweifle, ob dies mit der Wirklichkeit übereinſtimmt. Hoffentlich werden die numeriſchen Grundlagen dieſer geiſtreichen Theorie bald genauer mathematiſch feſtgeſtellt.

2. *Durch ſeitliches Rücken der Flüſſe.* Die eben beſprochenen Veränderungen der Abfluſsſyſteme und Waſſerſcheiden durch ſäkulare Niveauverſchiebungen betreffen nie einen einzigen Fluſs oder ein Fluſsſyſtem allein, ſondern erſtrecken ſich ihrer allgemeinen Natur gemäſs über gröſsere Flächenräume. Weniger iſt dies der Fall bei dem Faktor, den Gilbert[1]) in ſeine Aufzählung der Fluſsverſchiebungen verurſachenden Agentien unter der Bezeichnung „planation" aufgenommen hat. Er meint damit die Fähigkeit der Ströme, ſich durch ſeitliche Durchnagung der Waſſerſcheide zu vereinigen. Der eine oder beide Flüſſe müſſen ſo ſtarke Neigung zur ausſchlieſslichen Seitenerоſion nach der Seite des anderen Fluſſes hin haben, daſs es zur allmählichen Verſchmälerung und endlichen völligen Durchbrechung des zwiſchenliegenden Rückens kommt. Am bedeutendſten kann dieſe ſeitliche Verſchiebung der Fluſs- und Waſſerſcheidelinien in Gebieten flacher, aber nicht horizontaler Lagerung werden, wo die Flüſſe der Streichrichtung der Schichten folgen. Die Flüſſe werden ſtets nach der Seite des Schichtenfallens leichter erodiren können als auf der Seite, wo die Schichten aufſteigen, und zwar aus mehreren Gründen. Alle Klüfte und Schichtenfugen ſtehen dem Waſſer viel leichter auf der Seite des Schichtfallens offen, um durch Eindringen in dieſelben die Zerſtörung des Geſteins einzuleiten. Dieſe Zerſtörung geht am leichteſten den Schichtfugen nach; dadurch wird der Boden des Fluſsbettes ſelbſt meiſt aus Schichtflächen gebildet, welche durch ihre Neigung das Waſſer auf die Seite des Schichtfallens hindrängen. Von der Seite des Schichtaufſteigens dagegen kommen die gröſseren Zuflüſſe und das meiſte Schuttmaterial, da dort das Abrutſchen auf den Schichtflächen bedeutend erleichtert iſt. Auch hierdurch wird der Fluſs nach der Seite des Schichtfallens gedrängt. Dieſes verſchiebende Moment, welches in der Lagerungsweiſe begründet iſt, wird vergröſsert, wenn Schichten verſchiedener Widerſtandsfähigkeit mit einander

[1]) Henry Mts. p. 125.

wechſeln, wie das ja meiſt der Fall iſt.[1]) In ſolchen Gebieten werden alſo die Flußläufe das Beſtreben haben, ſich nach der Seite des Schichtenfallens ſeitlich zu verſchieben (Fig. 16). So zeigt ſich dieſer Vorgang in auffälliger Weiſe in der großen weſtwärts gerichteten Schlinge, welche die Moſel bei Toul auf dem nach Weſten flach einfallenden Tafelland des braunen Jura ausgebildet hat. Durch dieſelbe hat ſich die Moſel der Maas bis auf 12 km genähert, und das Endziel der Arbeit wird wahrſcheinlich die Ablenkung der beträchtlich höher liegenden Maas, alſo die Zerſtörung der zwiſchen ihnen beſtehenden Waſſerſcheide durch die Moſel ſein.

Fig. 16. (Profil.)



1—5 ſucceſſives Vertiefen und Verſchieben des Flußthales.

Aber auch in anders gebauten Gebieten fehlt es nicht an Bedingungen der ſeitlichen Verſchiebung. Im Gebirge iſt es, nach Vilovo[2]), vornehmlich die verſchiedene Verwitterung der Thalſeiten je nach ihrer Expoſition gegen die Sonnenbeſtrahlung und den Wind, welche eine ſeitliche Verſchiebung der Flüſſe verurſacht. In den Alpen z. B. will Vilovo bemerkt haben, daſs die Nordſeiten der Thäler durch die ſtärkere Sonnenbeſtrahlung, das ſchnellere Schmelzen des Schnees u. ſ. w. mehr Schutt liefern, als die Südſeiten, daher die Flüſſe nach Süden wandern ſollen. Vom Vintſchgau kann dies allerdings nur beſtätigt werden; außerdem führt Vilovo das Drauthal und das Innthal unterhalb Innsbruck als Beiſpiele an. Ein gewiſſer Ausgleich kann immerhin dadurch erzielt werden, daſs durch ſtärkeres Angreifen des weniger verwitternden Abhanges gerade von dieſem wieder durch Unterſpülung mehr Material zum Herabrutſchen gebracht wird. So lange die Eroſion nach der Tiefe vorwiegt, wird überhaupt die ſeitliche Verſchiebung im Gebirge (im Gegenſatz zu dem flach geneigten Schichttafelland) nicht viel über das Maſs der gewöhnlichen Serpentinenbildung hinausgehen.

In großen Ebenen führt Vilovo als ein mächtiges Agens der ſeitlichen Flußverſchiebung den Wind an, wenn er vorwiegend von einer Seite her kommt, beſonders, wenn er mit dem Staub einer benachbarten Wüſte oder Steppe beladen iſt. So erklärt er das im ungariſchen Tieflande zu bemerkende Weſtrücken der Donau und Theiſs durch die Südoſt-Winde,

[1]) Vergl. v. Richthofen, Führer. S. 166.
[2]) Gäa. XVII.

welche im Frühjahr, d. i. zur Zeit des Hochwaſſers, dort vorherrſchen. — In Tropenländern kommt als Agens der ſeitlichen Verſchiebung noch das Ueberwuchern der Vegetation hinzu.

Der Vollſtändigkeit halber ſei hier noch an das ſogenannte Bär'ſche Geſetz erinnert, welches den Einfluſs der Erdrotation auf die Eroſionsrichtung der Flüſſe zur Erklärung beobachteter Fälle von Seiteneroſion verwandte. Mit Erweiterung dieſes Geſetzes nach Maſsgabe der neueren Studien über die Trägheitsbahnen bewegter Körper auf der rotirenden Erde[1]) kann man unzweifelhaft mit Recht behaupten: alle Flüſſe, gleichgültig welche ihre Richtung ſei, werden durch die Erdrotation nach einer Seite gedrängt, und zwar nach der rechten auf der nördlichen Halbkugel, nach der linken auf der ſüdlichen. Nach den Berechnungen von Zöppritz[2]) iſt jedoch das Ausmaſs dieſes Seitendrucks ſo gering, daſs er gegenüber den ſonſtigen Unregelmäſsigkeiten des Fluſslaufes nicht in Betracht kommt. Immerhin iſt die Frage nach der Gültigkeit des Bär'ſchen Geſetzes als noch ungelöſt zu betrachten, da Zöppritz der Länge geologiſcher Zeiträume zu wenig Rechnung getragen hat.

Auf dieſe verſchiedenen Weiſen kann alſo eine Verſchiebung der Fluſsläufe erfolgen. Dieſe wirkt auf die Waſſerſcheide in demſelben Sinne verſchiebend und zwar auf zweierlei Art: zunächſt direkt durch Unterſpülung und Abtragung von Seiten des vordringenden Fluſſes, dann aber auch indirekt durch Beeinfluſſung der Eroſion der Nebengewäſſer. Wenn zwei einander parallele Flüſſe in gleichem Sinne ſich ſeitwärts verſchieben, ſo werden diejenigen Nebengewäſſer, welche ſich von der zwiſchen beiden liegenden Waſſerſcheide aus in den Fluſs ergieſsen, welcher dieſer Waſſerſcheide näher rückt, verkürzt, ihr Gefälle vergröſsert und damit ihre Eroſion verſtärkt; diejenigen aber, welche ſich in den von der Waſſerſcheide abrückenden Fluſs ergieſsen, werden verlängert, ihre Eroſion verringert. So findet ſchon lange, ehe der Hauptfluſs der Waſſerſcheide nahe gekommen iſt, eine Verſchiebung derſelben durch ungleiche Eroſion auf ihren beiden Seiten ſtatt in der Weiſe, wie ſie gleich beſprochen werden wird. — Wenn der in der Seitwärtsbewegung vorausgehende Fluſs durch irgend einen Umſtand zurückgehalten wird, ſodaſs der nachfolgende ſich ihm immer mehr nähern kann, ſo wird ſchlieſslich die zwiſchen ihnen liegende Waſſerſcheide gänzlich zerſtört.

3. *Durch ungleich ſtarke Eroſion auf beiden Seiten der Waſſerſcheide.* Wohl der intereſſanteſte Faktor der Verſchiebung der Waſſerſcheiden iſt ungleiche Eroſion auf den beiden Seiten

[1]) Vergl. z. B. Sprung, Meteorol. S. 8 ff.
[2]) Verhandl. 2. d. Geogr.-Tag. S. 50 ff.

einer Waſſerſcheide. Es lohnt ſich wohl, genauer die Bedingungen und die Art und Weiſe dieſer Verſchiebung zu prüfen, da gerade ſie in der letzten Zeit ſo überaus häufige Anwendung zur Erklärung mannigfaltiger Phänomene gefunden hat. Trotz dieſer häufigen Anwendung und der Anführung verſchiedener Urſachen des Vorganges durch Gilbert,[1]) Vogelgeſang,[2]) Krümmel,[3]) Löwl,[4]) Stapff[5]) iſt meines Wiſſens eine genauere Theorie desſelben noch nicht gegeben worden.

Vorgang und Ende der Verſchiebung. Sehen wir einſtweilen ganz ab von den mannigfachen Urſachen, welche eine Verſchiedenheit der Eroſion auf beiden Seiten einer Waſſerſcheide hervorrufen können und vergegenwärtigen wir uns zunächſt, wie durch eine ſolche als gegeben angenommene Verſchiedenheit eine Ortsveränderung der Waſſerſcheide verurſacht wird und bis zu welchem Grade ſie fortſchreiten kann.

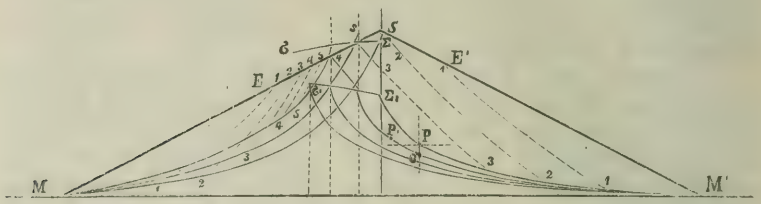
Das Endziel der Eroſion[6]) eines jeden flieſsenden Gewäſſers iſt die Herſtellung eines Gefälles, welches von Quelle zu Mündung beſtändig abnimmt, daher eine Kurve bildet, die man als Eroſions-Terminante bezeichnen kann. Dieſe Kurve iſt alſo der Ausdruck der Eroſionskraft des Gewäſſers in allen ſeinen Theilen; je ſtärker die Kraft, deſto flacher die Kurve und umgekehrt. Die Stärke der Krümmung dieſer Kurve iſt in erſter Linie abhängig von der Schnelligkeit der Waſſerzunahme von der Quelle zur Mündung; das Verhältniſs der Terminante zu dem primären Gefäll des Thalwegs regelt die Stärke, mit welcher die Eroſion einſetzt, und die Schnelligkeit, mit der ſie ſich ihrem Ziele nähert. In meinem citirten Aufſatze wurde nur immer ein Waſſerlauf iſolirt der Betrachtung unterzogen unter der Vorausſetzung einer unbeweglichen Waſſerſcheide. Jetzt haben wir in ähnlicher Weiſe die gegenſeitigen Beziehungen zweier Gewäſſer, die von einer Waſſerſcheide in entgegengeſetzter Richtung herabrinnen, zu betrachten. Die Verſchiedenheiten der Eroſionskräfte beider finden ihren Ausdruck in Verſchiedenheiten ihrer Terminanten, die wiederum den Proceſs der Eroſion regeln.

Nehmen wir an, von der Waſſerſcheide zögen ſich zwei gleich geneigte, daher auch gleich lange Abhänge herab bis zum Meeresniveau (Fig. 17: SM und SM_1); dieſe ſind plötzlich vom Meere entblöſst worden. Die auf beiden Seiten herabrinnenden Gewäſſer haben durch irgend welche Urſache ver-

[1]) Henry Mts. p. 140.
[2]) Ausland 1870. S. 439 ff., 463 ff.
[3]) Ausland 1882, S. 30 ff., 45 ff.
[4]) Petermann's Mittheil. 1882. S. 405 ff. — Thalbildung. S. 99 ff.
[5]) N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1882. S. 110 ff.
[6]) Vergl. meine Abhandl. in Petermann's Mittheil. 1886, S. 67 ff.

ſchiedene Eroſionskraft. Das ſchwächere beſitzt daher eine Terminante ΣM, die ſich langſamer verflacht, als die des ſtärkeren ($\Sigma_1 M_1$). $\Sigma_1 M_1$ wird daher im Ganzen flacher ſein, als ΣM.

Fig. 17.



An der durch die Waſſerſcheide gelegten Vertikalen wird daher der Scheitelpunkt der Terminante des ſchwächeren Gewäſſers (Σ) höher liegen, als der Scheitelpunkt der Terminante des ſtärkeren (Σ_1). Der Abfall an der ſtärkeren Seite (SM_1) wird mehr von der Terminante abweichen, als der auf der ſchwächeren Seite (SM); es wird auf erſterem daher die Eroſion ſtärker einſetzen und ſchneller vor ſich gehen, als auf der ſchwächeren Seite. Zudem liegt der Punkt, von dem aus aufwärts keine direkte, ſondern nur rückſchreitende Eroſion ſtattfindet auf der ſtärkeren Seite näher an der Waſſerſcheide (in E_1), als auf der ſchwächeren Seite (in E).

Die Waſſerſcheide wird alſo von der ſtarken Seite aus von der Eroſion eher erreicht als von der ſchwachen Seite aus, wo in derſelben Zeit die rückſchreitende Eroſion vielleicht nur bis 2 gelangt iſt. Nun hat das Gewäſſer das Beſtreben, ſeine Waſſerſcheide bis zum Scheitelpunkt ſeiner Kurve zu erniedrigen. Sobald es in dieſer Arbeit aber fortſchreitet (z. B. bis 3 gekommen iſt), entſteht an der Waſſerſcheide eine überſteile Stelle, welche die Böſchung anzunehmen ſucht, welche die Verwitterung dem Geſtein auferlegt. Da von der anderen Seite nicht entgegengearbeitet wird, ſo wird dadurch die Waſſerſcheide um das Stück Ss verſchoben. Damit rücken aber die Scheitelpunkte der beiderſeitigen Kurven ebenfalls an die Vertikale unter der neuen Waſſerſcheide s. Demgemäſs rückt auch jeder andere Punkt der Kurve der ſtärkeren Seite von der Mündung (M_1) weg, ein jeder andere Punkt der Kurve der ſchwächeren Seite nach der Mündung (M) zu. Daher wird die Kurve der ſtärkeren Seite an der Mündung um ein Stück verlängert, die der ſchwächeren Seite entſprechend verkürzt. Durch die Verlängerung der ſtärkeren Kurve wird aber naturgemäſs, da das an der Mündung neu angeſetzte Kurvenſtück ein gewiſſes Gefälle hat, jeder Punkt der Kurve in der neuen Lage etwas gegen die

vorige Lage erhöht: z. B. der beliebige Punkt P der Kurve kommt nun nach P_1, welches um ein Gewiſſes höher liegt, als die Horizontale durch P. Trotzdem kommt an jedem geographiſchen Orte des Fluſslaufes die neue Kurve tiefer zu liegen als die alte: O tiefer als P. Wie alle Punkte der verlängerten Kurve, wird auch ihr Scheitelpunkt gegenüber der vorherigen Lage erhöht. Umgekehrt wird der Scheitelpunkt der abgekürzten Kurve erniedrigt. Das Maſs dieſer Erhöhung bezüglich Erniedrigung iſt bedingt durch die Gröſse des Gefälles, welches das an der Mündung neu angeſetzte bezüglich abgeſchnittene Kurvenſtück beſitzt.

Wenn das Tieferlegen der Waſſerſcheide und ihre Verſchiebung fortſchreitet, ſo bewegt ſich der Scheitelpunkt der ſtärkeren Terminante ($\Sigma_1 M_1$), wie angegeben, ſowohl nach rückwärts (von der Mündung weg) als nach aufwärts. Da aber die am Mündungspunkte neu angeſetzten Kurvenſtücke beſtändig flacher werden, ſo nimmt auch das Aufſteigen des Scheitelpunktes verglichen mit dem Rückſchreiten immer mehr ab, je weiter er ſich von der urſprünglichen Lage entfernt. Auch er bewegt ſich daher auf einer Kurve und zwar einer anſteigenden, aber immer flacher werdenden ($\Sigma_1 \sigma_1$). Umgekehrt bewegt ſich der Scheitelpunkt der ſchwächeren Kurve ΣM, wie leicht erſichtlich, auf einer abſteigenden, immer ſteiler werdenden Kurve ($\Sigma \sigma$).

Durch dieſe Verſchiebungen wird fortwährend die Terminante der ſchwächeren Seite dem durch die Eroſion bereits hergeſtellten Gefälle genähert, die Eroſion auf dieſem daher verlangſamt; endlich rückt die Terminante über einen Punkt nach dem anderen der Böſchung vor, und damit hat dort die Eroſion ein Ende. Dieſes ſo für die ſchwächere Seite fixirte Gefälle, welches in der Lage bleibt, in der es von der vorwärts verlegten Terminante erreicht wurde, iſt entſcheidend für die Grenze, bis zu welcher die Eroſion der ſtärkeren Seite zurückſchreiten kann. Wenn nämlich der Scheitelpunkt der ſtärkeren Terminante dieſen Abhang erreicht, iſt dem weiteren Rückſchreiten ein Ziel geſetzt; dort bleibt die Waſſerſcheide definitiv liegen: die Eroſion iſt dann überhaupt in ihren Grundzügen vollendet.

Der Vorgang iſt ganz derſelbe, wenn die beiden Kurven nicht qualitativ verſchieden ſind, ſondern die eine nur tiefer liegt als die andere, was durch eine tiefere Eroſionsbaſis oder durch einen ſteileren, daher kürzeren primären Abfall verurſacht ſein kann.

Wenn man die auf S. 77 f. meines citirten Aufſatzes angeſtellten Betrachtungen auch auf dieſe Folgerungen anwendet, wird leicht erſichtlich, daſs bei der natürlicheren Annahme eines allmählichen Rückzuges des Meeres die eben gewonnenen Reſultate nicht verändert werden.

Der Punkt, wo die Rückverlegung der Waſſerſcheide zu Ende kommt, d. i. wo der Scheitelpunkt der rückwärts verlegten Terminante den gegenüber liegenden Abfall erreicht, ſei dieſer nun ein primärer, oder durch Eroſion tiefer gelegter — dieſer wichtige Punkt wird nach unſerer Betrachtung durch folgende Faktoren beſtimmt:

1a. Die primäre Höhenlage des Scheitelpunktes der ſchwächeren Terminante; je höher dieſer liegt, deſto geringer iſt die Tieferlegung auf jedem Punkte des ſchwächer erodirten Abhanges vorgeſchritten, wenn ſie durch die Verlegung der Waſſerſcheide ſiſtirt wird. Dieſelbe kann auch noch gar nicht an dem Punkte begonnen haben, wo die Berührung durch die ſtärkere Terminante ſtattfindet. In dieſem Falle tritt an Stelle dieſes Faktors:

1b. Die Lage des primären Abhanges der ſchwächer erodirten Seite. Je höher dieſelbe iſt, deſto weiter kann die Verſchiebung vor ſich gehen.

2. Die Höhenlage des Scheitelpunktes der ſtärkeren Terminante; je tiefer dieſer unter der primären Waſſerſcheide liegt, deſto weiter kann er zurückverlegt werden, ehe er den anderen Abhang trifft.

3. Den Grad des Gefälles der ſtärkeren Terminante an ihrem Mündungspunkte; je ſteiler daſſelbe iſt, deſto ſteiler ſteigt auch der Scheitelpunkt bei der Rückverlegung in die Höhe, deſto eher erreicht er den anderen Abhang. Dieſes Gefälle iſt einerſeits bedingt durch die Länge des ganzen Laufes; die Fähigkeit zur Rückverlegung der Waſſerſcheide wächſt daher ceteris paribus mit der Länge des ſtärkeren Gewäſſers; kurze Gewäſſer können trotz ihrer Steilheit nur wenig rückwärts erodiren; — andrerſeits durch den Grad der Verflachung der Kurve, d. h. im Weſentlichen durch die Zunahme der Waſſermaſſe in der Längeneinheit des Stromlaufes. Von gleich gerichteten, gleich langen Strömen, deren einer waſſerreicher iſt, wird dieſer ceteris paribus natürlich ſtärker zurückſchreiten können.

Aus allen dieſen Betrachtungen ergiebt ſich, daſs die Fähigkeit zur Rückverlegung der Waſſerſcheide keine unbeſchränkte iſt, ſondern daſs, welches auch immer ihre Urſache ſei, dieſe durch die Verlegung ſelbſt früher oder ſpäter aufgewogen wird. Die Verlegung, einmal begonnen, erzeugt ſich alſo nicht etwa immer wieder ſelbſt, ſondern bringt ſich ſelbſt zu Ende, ſchneller oder langſamer. Sie erreicht ihr Ende, wenn der Scheitelpunkt der rückſchreitenden Terminante den jenſeitigen Abhang berührt. Dies wird dadurch beſchleunigt, daſs derſelbe nicht horizontal, ſondern in einer aufſteigenden Kurve rückwärts ſchreitet. Eine wichtige Eigenſchaft der verſchobenen Waſſer-

ſcheide iſt alſo die, daſs ſie höher zu liegen kommt, als der Scheitelpunkt der urſprünglichen Terminante der ſtärker erodirten Seite, verglichen mit dem jeweiligen Meeresniveau. — Es ergiebt ſich ferner, daſs der Eroſionsunterſchied der beiden Seiten, d. h. die Höhendifferenz der Scheitelpunkte der beiden Terminanten, ſehr bedeutend ſein muſs, wenn er eine irgend beträchtliche Verſchiebung der Waſſerſcheide bewirken ſoll. Ganz ausgeſchloſſen iſt die Verſchiebung ſelbſtverſtändlich trotz aller denkbaren Verſchiedenheit der beiden Seiten, wenn die Eroſion ſich der Waſſerſcheide gar nicht nähern kann, d. h. wenn der Scheitelpunkt ſelbſt der ſtärkeren Terminante über der primären Waſſerſcheide liegt. (Vergl. Fig. 7 in meinem cit. Aufſ.) Auch wo dies nicht der Fall iſt, bleibt die Waſſerſcheide ſo lange konſtant, als ſie noch nicht von der rückſchreitenden Eroſion erreicht iſt.

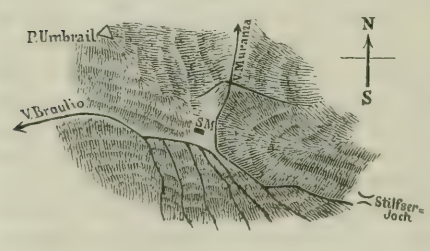
Die Leiſtungen der rückſchreitenden Eroſion ſind demnach, wenn die Stärke der ſie erzeugenden Urſachen als gleich angenommen wird, deſto beträchtlicher, je höher das von ihr betroffene Gebirge iſt und je verſchiedenere Steilheit die Böſchungen der beiden Seiten beſitzen.

Anzapfung der Flüſſe. Bifurkationen im Gebirge. Bisher haben wir nur den Fall berückſichtigt, daſs die Verſchiebung der Waſſerſcheide ausſchlieſslich ſolche Waſſermaſſen in den ſich vergröſsernden Strom hineinzieht, die in dem Gebiete niederfallen, welches eben durch das Rückwärtsſchneiden desſelben Schritt für Schritt erobert wird. Das Geſagte iſt alſo gültig, wenn die Waſſerſcheide zwei entgegengeſetzt gerichtete Abfluſsſyſteme trennt, deren Quellgebiete ſich an ihr bekämpfen. Anders geſtalten ſich dagegen die Verhältniſſe, wenn von dem rückwärts ſchneidenden Quellgebiete des einen Fluſſes ein anderer Fluſs nicht in ſeinem Quellgebiet, ſondern in einem Punkte ſeines Laufes von der Seite her erreicht wird. Dies kann nach den obigen Ausführungen nur geſchehen, wenn der erreichte Fluſs an der betreffenden Stelle beträchtlich höher liegt, als der Scheitelpunkt der vordringenden Terminante. Nähert ſich die allmählich ſich verſchiebende Waſſerſcheide einem Fluſſe, der in einem höheren Niveau als jener Scheitelpunkt liegt, ſo rückt ſie — d. h. die aktuelle Waſſerſcheide an der Oberfläche, nicht der in der Tiefe liegende Scheitelpunkt der Terminante — zunächſt an den Thalwänden deſſelben herab, erreicht dann den Thalboden und ſchlieſslich den Fluſs ſelbſt. Dadurch wird das geſammte Stromgebiet dieſes Fluſſes, ſoweit es oberhalb des betreffenden Punktes liegt, dem ſiegreichen Gewäſſer tributär. Dies Ereigniſs kann nur eintreten, wenn der ablenkende Fluſs in kurzer Entfernung von der

Waſſerſcheide ſchon bedeutend tiefer lag, als der abgelenkte. Viel häufiger ſind daher die Fälle, wo es nicht zur Ablenkung kommt, ſondern die Waſſerſcheide ſchon auf dem Thalgehänge des ſchwächeren Fluſſes Halt macht. Es bilden ſich dann Scharten in den Thalflanken des bedrohten Fluſſes. Ein treffliches Beiſpiel hierfür iſt die Nordſeite des Innthals zwiſchen Landeck und Kufſtein, wo an verſchiedenen Stellen die Querthäler der bayriſchen Alpen ihre Waſſerſcheide bis auf die Nordgehänge des Innthales verſchoben haben. Solche nicht bis zum Fluſsniveau herabgelangten Rückverſchiebungen können aber dann noch eine Ablenkung hervorbringen, wie Penck[1]) gezeigt hat, wenn das abzulenkende Thal ſich in einem Stadium der Aufſchüttung befindet, alſo der Fluſs durch ſeine eigenen Anhäufungen ſich bis zu den Scharten emporhebt. Solche Aufſchüttungsſtadien ſcheinen ſich in der Geſchichte faſt aller Stromſyſteme von Zeit zu Zeit zu wiederholen. In Mittel- und Nordeuropa war es die Eiszeit, welche durch ihre verſtärkte Zerſtörung Materialanhäufungen in den Fluſsthälern hervorrief. Das war auch eine Zeit häufiger Stromverlegungen[2]) und Ablenkungen, die vielfach ſchon früher durch einſeitige Eroſion bis zu einem gewiſſen Grade vorbereitet waren.

Bei jeder Ablenkung dient als Zwiſchenſtadium die Bifurkation. Natürlich iſt hier nur von der Bifurkation im Gebirge die Rede, während die im Flachlande unter ganz andere Geſichtspunkte fällt (ſ. S. 75). Zuerſt kommt es zu einer trockenen Thalbifurkation, wobei noch kein Gewäſſer des angebrochenen Thales in das ablenkende übergeht; in einem weiteren Stadium werden ſchon Gewäſſer aus dem alten Thale in das neue abgelenkt, aber nur Nebengewäſſer, nicht der Hauptſtrom ſelbſt: eine naſſe Thalbifurkation. In dieſem Zuſtande befindet ſich das öde Hochthal, welches ſich auf der italieniſchen Seite des Stilfſer Joches unmittelbar unter der Paſshöhe nach Weſten hinabſenkt, in dem die ſogenannte Vierte Cantoniera (Santa Maria di Stelvio) in 2500 m Meereshöhe gelegen iſt (Fig. 18). Dieſe ziemlich weite Mulde, in Thonglimmerſchiefer eingeſenkt, beſitzt nach

Fig. 18.



[1]) Verh. d. Geſ. f. Erdk. z. Berlin. XI. S. 39 ff.
[2]) Penck a. a. O. S. 49 f.

unten zwei Ausgänge zu beiden Seiten des jäh aufſteigenden Piz Umbrail; der eine, weit geöffnet, führt rechts nach Norden hinab in das ſchweizeriſche Val Muranza, der andere, links, wendet ſich nach Süden um, in die berühmte Felsſchlucht des Val Braulio, das ſich nach Bormio hinabzieht. Das Hochthal, aus dem beide Thäler ſich abzweigen, wird von mehreren kleinen Bächlein durchſtrömt, die ſich in zwei Hauptadern ſammeln. Nachdem dieſe eine Strecke neben einander hergefloſſen ſind, trennen ſich die Bäche; der eine geht rechts hinab ins Val Muranza und zur Etſch, der andere links durch Val Braulio zur Adda. Somit liegt hier eine Thalbifurkation, wenn auch keine Fluſsbifurkation vor. Es läſst ſich für dieſe Erſcheinung, wenn man den eroſiven Urſprung der genannten Thäler nicht aufgeben will, und dafür iſt kein Grund vorhanden, keine andere Erklärung denken, als die durch ſeitliche Anzapfung. Es ſtimmt damit überein, daſs das Val Muranza viel ſteiler iſt als das Val Braulio, daher zum Anzapfen deſſelben wohl geeignet; ſ. S. 61. (Val Muranza 8 km lang, 2540 bis 1340 m = 1200 m Höhenunterſchied, Gefäll 1 : 6,6; Val Braulio bis zum Keſſel von Bormio 14 km lang, 2540 bis 1200 m = 1340 m Höhenunterſchied, Gefäll 1 : 10,4.)

Hier haben wir alſo ein Beiſpiel einer Thalbifurkation, die ſchon von einem Theil der Gewäſſer benutzt wird. Schreitet das Einſchneiden noch weiter vor, ſo wird endlich das Hauptgewäſſer angezapft: es entſteht eine Fluſsbifurkation.[1]) Damit iſt die bisher langſam verſchobene Waſſerſcheide völlig vernichtet und an ihre Stelle tritt die andere, welche bisher das Fluſsgebiet des abgelenkten Gewäſſers umſchloſs. Die Fluſsbifurkation kann aber nur eine ſehr vorübergehende Erſcheinung ſein. Denn ſowie eine Anzapfung des bisher fremden Fluſſes ſtattgefunden hat, empfängt das ſiegreiche Fluſsſyſtem mit einem Schlage einen Zuwachs an Waſſer, welcher ſeine Terminante überall abflacht und allerorts eine Verſtärkung der Eroſion herbeiführt. War auch ſeine Eroſion bei Erreichung des fremden Fluſſes ſchon nahe daran, zur Ruhe zu kommen, ſo nimmt ſie doch jetzt auf der ganzen Strecke einen neuen Anlauf und zwar um ſo energiſcher, je gröſser im Verhältniſs die gewonnene Waſſermaſſe iſt. Vielleicht ſind auf dieſe Weiſe manche Terraſſenſyſteme in Alpenthälern entſtanden. Am ſtärkſten wird die erneute Eroſion gerade unterhalb der Ablenkungsſtelle arbeiten, wo das bisherige auf wenig Waſſer eingerichtete Gefälle des rückſchreitenden Gewäſſers am ſtärkſten mit den neuen Verhältniſſen in Widerſpruch ſteht. Daher wird die Fluſsbifurkation

[1]) Es ſoll hiermit durchaus nicht geſagt ſein, daſs alle Bifurkationen im Gebirge auf dieſe Weiſe entſtanden ſind.

ſehr ſchnell in eine völlige Ablenkung umgewandelt, d. h. es entſteht wieder eine trockene Thalbifurkation, wo nun aber der trockene Thalzweig das früher vom jetzt abgelenkten Fluſſe benutzte Thal iſt. Auch dieſes Stadium kann nicht von langer Dauer ſein. Durch die ſchnelle Tieferlegung des bisher rückſchreitenden Gewäſſers (des jetzigen neuen Unterlaufes des angezapften Fluſſes) wird auch eine lebhafte Tieferlegung des Oberlaufes (des alten Fluſſes) bewirkt. (Eroſionsterraſſen in groſsen Längsthälern!) Der abgelenkte Thaltheil wird daher bald viel tiefer zu liegen kommen, als der zunächſt gelegene alte Thaltheil unterhalb der Ablenkungsſtelle, wo die Eroſion aus Waſſermangel gänzlich ruht. Die Waſſerſcheide des geſammten neu zuſammengefügten Stromgebietes kann infolge deſſen wiederum eine einſeitige Eroſion erfahren und ſo hier das eben geſchilderte Spiel von neuem beginnen.

Dieſe Verſchiebung der Waſſerſcheide und ſchlieſsliche Ablenkung eines anderen Fluſſes durch ungleiche Eroſion iſt eine vierte mögliche Art der Entſtehung von Durchbruchsthälern. Dieſelbe wurde von Rütimeyer[1]) und Heim[2]) angedeutet und von Löwl[3]) näher entwickelt und wohl etwas zu ſehr verallgemeinert. Wir haben ſchon die Bedingungen erörtert, unter denen der Vorgang allein denkbar iſt. Aber es iſt wohl hier der Ort, bei der groſsen Bedeutung, welche die Entſtehung der Durchbruchsthäler für den Verlauf der Waſſerſcheiden namentlich dort beſitzt, wo letzterer nicht mit dem geologiſchen Bau und dem Relief übereinſtimmt, noch einmal kurz die Merkmale zuſammenzuſtellen, welche ſich aus den vorhergehenden Erörterungen für die Unterſcheidung der beiden wichtigſten Gruppen von Durchbruchsthälern ergeben, nämlich derjenigen, welche nach Powell und Tietze durch Einſchneiden in ein aufſteigendes Gebirge, und derjenigen, welche nach Löwl durch rückſchreitende Eroſion gebildet ſind.

Unterſcheidende Merkmale der verſchieden entſtandenen Durchbruchsthäler.

1) Es braucht als ſelbſtverſtändlich kaum erwähnt zu werden, daſs, wenn ein Durchbruchsthal durch Einſchneiden während des Aufſteigens des Gebirges erklärt werden ſoll, das Gebirge jünger ſein muſs als das Fluſsſyſtem, d. h. als die jüngſte Meeresbedeckung.

2) Wenn wir Flüſſe ein Gebirge in ſeinen höchſten Theilen durchſetzen ſehen, ſo iſt in den meiſten Fällen eine Rückwärtsverſchiebung der Waſſerſcheide durch einſeitige Eroſion an-

[1]) Thal- und Seebildung. S. 69.
[2]) Mechanismus. I.
[3]) Petermann's Mittheil. 1882. — Verhandl. geol. Reichsanſt. 1883. — Thalbildung. S. 99.

zunehmen, denn dieſe iſt deſto eher möglich, je höher das durchſchnittene Gebirge iſt. Finden wir dagegen die Fluſsdurchbrüche an den niedrigſten und ſchwächſten Stellen des durchbrochenen Kammes, ſo ſpricht gröſsere Wahrſcheinlichkeit dafür, daſs das Fluſsſyſtem älter iſt als das Gebirge und ſich beim Aufſteigen des letzteren dem Gebirgsbau einigermaſsen anpaſste. In beiden Fällen kann auch epigenetiſche Thalbildung vorliegen.

3) Wenn die Fluſsſyſteme älter ſind als die Dislokationen, ſo iſt in der Regel die S. 42 erwähnte Gegenſätzlichkeit im Verlaufe der gröſseren und kleineren Gewäſſer zu bemerken, während dies bei rückſchreitender Eroſion nur in Ausnahmefällen (bei ſtarken petrographiſchen Verſchiedenheiten des Untergrundes) möglich erſcheint.

4) Ferner kann als Merkmal der Powell'ſchen Durchbruchsthäler jene S. 43 f. abgeleitete Fluſsſchlinge innerhalb des Durchbruchthales betrachtet werden, da eine ſolche durch rückſchreitende Eroſion kaum erklärt werden kann.

5) Finden ſich in der Tektonik Einflüſſe der Thalſpalte auf die benachbarten Gebirgstheile, ſo ſpricht dies entſchieden für ein gröſseres Alter des Fluſsſyſtems.

6) Steigt das Gefälle des durchbrechenden Fluſſes der Terminante entſprechend zur Quelle immer ſteiler an, ſo iſt rückſchreitende Eroſion wahrſcheinlich; iſt dagegen der Oberlauf in gröſserer Ausdehnung flacher als der Unterlauf, ſo ſpricht dies für die Powell'ſche Theorie.

Keines dieſer Merkmale allein kann ein entſcheidendes Urtheil begründen, wohl aber vermag dies eine Anzahl derſelben zuſammen betrachtet. Es muſs dabei noch einmal hervorgehoben werden, daſs beide Entſtehungsarten einander durchaus nicht ausſchlieſsen, ſondern höchſt wahrſcheinlich häufig zuſammengewirkt haben.

Urſachen ungleicher Eroſion. Gehen wir nun, nachdem wir uns den Vorgang vergegenwärtigt haben, auf die Urſachen ein, welche eine einſeitige Eroſion und damit Rückverlegung der Waſſerſcheide bewirken können. Dieſelben ſind nach dem eben Geſagten ſolche Umſtände, welche eine tiefere Lage des Scheitelpunktes der einen Terminante im Vergleich zum Scheitelpunkt der anderen Terminante hervorbringen. Dieſe verſchiedene Lage der Scheitelpunkte kann verurſacht ſein durch eine verſchiedene Geſtalt der Kurven oder bei gleicher Geſtalt durch eine verſchiedene Höhenlage derſelben auf beiden Seiten der Waſſerſcheide.

Die Geſtalt der Terminante iſt weſentlich eine klimatiſche Funktion, da ſie in erſter Linie durch den Waſſerreichthum bedingt wird. Wenn daher die klimatiſchen Verhältniſſe, namentlich die Niederſchlagsmengen, auf beiden Seiten eines Ge-

birges verſchieden ſind, ſo kann durch dieſen Unterſchied eine Verſchiebung der Waſſerſcheide in der Richtung von der feuchteren (Luvſeite) nach der trockeneren (Lee-)Seite des Gebirges erfolgen. Krümmel[1]) hat die durch klimatiſche Gründe verurſachte einſeitige Eroſion eingehend behandelt. Er weiſt auf die groſse regenentziehende Kraft hin, die ein Gebirge beſitzt, da die überwiegende Menge des Waſſerdampfes in den unteren Schichten der Atmoſphäre angehäuft iſt. „Ein Gebirge, das 2000 m Kammhöhe beſitzt und quer dem Regenwind ſich vorlagert, wird alſo ſchon die Hälfte alles Waſſerdampfes der Leeſeite entziehen können.“ Es folgt daraus, daſs Gebirge mit ausgeſprochener Regen- und Trockenſeite nicht ſelten ſein werden. Vornehmlich ſind es diejenigen, welche am Rande eines Kontinents ſich parallel der Küſte hinziehen, und ſo die in das Innere des Kontinents wehenden Seewinde auffangen. Krümmel ſagt (a. a. O. S. 46): „Einſeitig (unſymmetriſch) erodirte Gebirge werden wir vorzugsweiſe da erwarten dürfen, wo ſich Gebirgsfaltungen am Rande eines ſchon vorhandenen Feſtlandes erhoben haben, zumal wenn dabei das ältere Feſtland gleichzeitig in Plateauform aufgeſtiegen iſt und das Gebirge die Regenfront deſſelben bildet.“ Krümmel denkt hier alſo offenbar mehr an das durch Regenreichthum der äuſseren Seite unterſtützte Einſchneiden ſchon vorhandener Flüſſe in ein aufſteigendes Gebirge, als an nachträgliche Verſchiebung der Waſſerſcheide nach der trockenen Seite hin. In ſolchen Fällen ſind aber die klimatiſchen Verhältniſſe nur in zweiter Linie wirkſam: der Hauptfaktor iſt die Präexiſtenz der Flüſſe. Deshalb wären die zahlreichen Beiſpiele einſeitiger Eroſion aus klimatiſchen Gründen, die Krümmel zuſammenſtellt, zu ſichten. — Während ſo Krümmel noch die Powell-Tietze'ſche Erklärungsweiſe mit der einſeitigen Eroſion durch klimatiſche Verſchiedenheit vereinigt, ſucht Löwl die letztere allein mit Ausſchlieſsung der erſteren bei vielen Gebirgen zur Geltung zu bringen (Himalaya, Umrandung Irans und Kleinaſiens u. ſ. w.)[2])

Auſser dem Klima wirkt auf die Geſtalt der Terminante die Härte und Struktur der Geſteine und ihre Neigung zur Schuttbildung ein. Es bedarf keiner Auseinanderſetzung, daſs, wenn die eine Seite eines Gebirges durch ihre Geſteinsbeſchaffenheit der Eroſion geringeren Widerſtand entgegenſetzt als die andere, ſie ſtärker angegriffen und dadurch die Waſſerſcheide von ihr weggeſchoben werden kann. Ich möchte aber bezweifeln, ob dies in der Natur in gröſserem Maſse ſtattfindet, ob die Härte-Unterſchiede der Geſteine genügend groſs dazu

[1]) Ausland 1882, S. 30 ff., 45 ff.
[2]) Thalbildung. S. 114 f.

ſind. Zudem liefern die weicheren Geſteine mehr Verwitterungsſchutt als die härteren und heben daher zum Theil ihre befördernde Wirkung wieder auf. Ich glaube kaum, daſs bis jetzt eine bedeutende Verſchiebung einer Waſſerſcheide hat konſtatirt werden können, welche allein auf dieſen Umſtand zurückzuführen wäre; als ſekundär mitwirkender Faktor beſitzt er jedoch wahrſcheinlich eine weite Verbreitung.

Nicht minder wichtig, als die Geſtalt der Terminante, iſt für die Verſchiebbarkeit der Waſſerſcheide die Höhenlage dieſer Kurve. Von der Seite, wo die tiefere Terminante liegt, wird die Waſſerſcheide fortgeſchoben. Dieſe tiefere Lage bei ſonſt gleicher Geſtalt kann bedingt ſein: 1) durch kürzere Lauflänge, d. h. ſteileres Totalgefälle; 2) durch tiefere Lage der Eroſionsbaſis.

Wie durch ſteileres Gefälle der einen Seite eine Verſchiebung der Waſſerſcheide bewirkt werden kann, ergiebt ſich ſchon aus den obigen Ausführungen. Der Scheitelpunkt der Terminante liegt auf der ſteileren Seite tiefer als auf der ſanfter geneigten und wird eher von der Eroſion erreicht. Dieſe Art von Verſchiebungen ſind in der Natur ſehr häufig. So rückt faſt allgemein die Waſſerſcheide von dem Rande eines Plateau-Abbruches, wo ſie urſprünglich ſich befand, durch ſtärkere Eroſion der ſteileren Seite in das Innere des Plateaus vor, natürlich mit Zerſtörung des Bruchrandes ſelbſt. Solches zeigt z. B. in vortrefflicher Weiſe der Südoſtrand der groſsen ſüdafrikaniſchen Scholle, von British Kaffraria bis zur Delagoa Bai. Suess ſagt von dieſem Abſturz[1]): „Hieraus geht hervor, daſs die Karoo-Ablagerungen ſich einſt viel weiter gegen Oſt ausdehnten, und daſs die Schollen an der Meeresküſte abgeſunken ſind an einem oder an mehreren groſsen Brüchen, aber die heutigen Abhänge der Quathlamba ſind nicht die Bruchflächen. Die groſse Ablöſung des jetzt an und unter dem Meere liegenden Theiles des Feſtlandes erfolgte weit näher an der heutigen Uferlinie und ſpätere Denudation hat den Abſturz gemildert und die Kante deſſelben allmählich landeinwärts geſchoben. Dieſe Denudationskante iſt die Quathlambakante; das Quellgebiet des Tugela arbeitet heute noch an ihrem Zurückſchieben und auf der ganzen Linie ſind ſolche Kräfte wirkſam.“ Die Rückverſchiebung überſchreitet in ſolchen Fällen, wo ſie allein durch gröſsere Steilheit des Gefälles der einen Seite hervorgerufen wird, trotz der weiten Verbreitung der Erſcheinung, in der Regel kein ſehr groſses Maſs, da, wie wir geſehen haben (S. 54), je kürzer der Abfall iſt, deſto ſteiler der Scheitelpunkt der Terminante bei der Verſchiebung in die Höhe ſteigt. In dem Falle

[1]) Antlitz I. S. 508.

Südafrikas kommt aber noch der befördernde Umſtand hinzu, daſs der ſteilere Abfall zugleich die Regenfront des trockenen Kontinents gegen den feuchten Südoſt-Paſſat bildet[1]). — Ganz entſprechende Verhältniſſe zeigen ſich am Weſtrande des Plateau von Dekan. Hier liegt die Hauptwaſſerſcheide durchaus nicht auf ausgeſprochenen Gebirgsketten, ſondern ſie beſteht nur aus von der Denudation beſonders verſchonten Plateautheilen[2]). Sie iſt urſprünglich bedingt durch den Abbruch des Plateaus nach Weſten, von dieſem Bruch aber nach Oſten mehr oder weniger verſchoben durch die Verſchiedenheit ſowohl der Gefälls- als der Regenverhältniſſe auf dem weſtlichen Abfall und den inneren Plateaus. (Regenbringende Monſune von Südweſt.)[3]) — Steileres Gefälle verurſacht häufig in Faltengebirgen das ſiegreiche Vordringen der Querthäler gegen die Längsthäler, das mit der Anzapfung der letzteren enden kann. Dies war wohl auch (im Verein mit Schuttauffüllung) die Urſache der Anzapfung des groſsen Längsthales der nördlichen Oſtalpen[4]). Dieſer Umſtand kann als eine der Urſachen der häufigen Erſcheinung angeſehen werden, daſs in einem Faltengebirge die Querthäler bedeutend über die Längsthäler überwiegen. Wo nämlich urſprünglich Längsthäler vorherrſchen (ſ. o. S. 32 f.), werden dieſe wohl zuweilen, wenn eine genügende Niveaudifferenz vorhanden iſt, durch rückſchreitende Eroſion von Seiten der Querthäler zerſchnitten. Es kann dann eine roſtförmige Fluſs- und Waſſerſcheidenvertheilung entſtehen, die zuletzt in eine reine Querthalherrſchaft übergehen mag.

Die tiefere Lage der Eroſionsbaſis iſt noch ein Grund, auf einer Seite eines Gebirges eine ſtärkere Eroſion zu veranlaſſen. Wir haben in unſeren bisherigen Betrachtungen immer angenommen, daſs die Eroſionsbaſis für alle Gewäſſer die gleiche, nämlich das Meer ſei. Das iſt nun in der Natur nicht immer der Fall. Der Fluſs kann ſich in einen beliebig hoch gelegenen Binnenſee ergieſsen oder in einer Wüſte verdunſten; dann iſt der See oder die Wüſte die Eroſionsbaſis. Aber auch Flüſſen, die das Meer erreichen, braucht dieſes doch nicht für ihren ganzen Lauf als Eroſionsbaſis zu dienen. Wenn der Fluſs eine Strecke durchzieht, wo durch geringes primäres Gefälle die direkte Eroſion unmöglich gemacht iſt oder doch ſo langſam vor ſich geht, daſs ſie im Vergleich zu der ſchnelleren Arbeit in den oberhalb gelegenen Laufſtrecken als ruhend gelten kann, ſo dient der obere Anfangspunkt dieſer Strecke für den oberhalb

[1]) Hann, Klimatologie. S. 617 ff.
[2]) Medlicott and Blanford. p. V.
[3]) Hann. S. 299.
[4]) Löwl, Petermann's Mittheil. 1882, S. 405 ff.

gelegenen Lauf als Eroſionsbaſis;[1]) in ihn muſs der Mündungspunkt der Terminante für dieſen oberen Lauf gelegt werden. Eine ſolche Eroſionsbaſis kann beſtändig ſein, wenn die Verhältniſſe des Unterlaufes derartig ſind, daſs ſie von der rückſchreitenden Eroſion nicht erreicht werden kann, oder aber ſie kann von derſelben erreicht und zerſtört werden. Ein ſolches Ereigniſs bedeutet für die oberhalb gelegene Laufſtrecke eine Vertiefung der Eroſionsbaſis. Hierdurch kann wiederum eine Verſchiebung der Waſſerſcheide bewirkt werden. Solche ſind in der That beobachtet worden. Ich will nur ein Beiſpiel anführen, das Vogelgeſang[2]) beſchrieben hat. Daſſelbe befindet ſich im ſüdlichen Schwarzwald. Durch Tieferlegung des Rheines, vielleicht verurſacht durch das Einſchneiden des Thales zwiſchen Bingen und Bonn (?), wurde das untere Wutachthal ſo vertieft, daſs es das obere Wutachthal, welches bis dahin zur Donau abgefloſſen war, in einem rechten Winkel anzapfte und ablenkte. Der alte Wutachlauf zur Donau läſst ſich noch heute über eine flache Waſſerſcheide (Torfmoor) und durch das Thal der Aitrach verfolgen, durch Schwarzwaldgeſchiebe gekennzeichnet. Der abgelenkte Theil hat ſeitdem eine bedeutende Austiefung erfahren, ſodaſs die Seen des oberen Wutachthales beträchtlich verkleinert worden ſind.

Als ein beſonders wirkſames Agens zur Verſchiebung der Waſſerſcheiden führt Stapff[3]) noch die Keſſel- oder Cirkusthäler an. Es ſind dies nach Penck's Definition[4]) „amphitheaterähnliche Einbuchtungen in die Gehänge mit ſehr ſteilen Wandungen, welche ſich hoch über den Thälern gegen dieſelben öffnen.“ Es gehören dahin aber auſserdem ſolche Thalabſchlüſſe, welche ſich nicht verzweigen, ſondern mit ſteilen Felswänden rings umgürtet ſind. Es giebt ſolche Cirken mit ſteil und mit flach geneigtem Boden; ſehr viele enthalten im Grunde Seen, theils Moränenſeen, theils Felsbecken. Helland[5]) und Penck[6]) erklären dieſe Cirkusthäler, die man in den Alpen, Pyrenäen und Skandinavien weit verbreitet findet,[7]) für Wir-

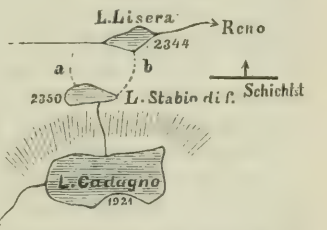
[1]) Vergl. Powell, Colorado. p. 203.
[2]) Ausland 1870, S. 439 ff., 463 ff.
[3]) Neues Jahrbuch f. Mineral. etc. 1882. S. 110 ff.
[4]) Zeitſchr. d. deutſch. u. öſterreich. Alpenvereins. 1884. S. 468.
[5]) Geolog. För. Förh. II. Nr. 9.
[6]) Ausland 1882, S. 190 ff.; und am eben cit. O.
[7]) Es ſei hier auf zwei ausgezeichnete Cirkusthäler in den Glarner Alpen aufmerkſam gemacht: die Hintere Sulz am Abſchluſſe des Durnachthales bei Linththal und den Abſchluſs des Schächenthaler Brunnithales. Nur das erſtere enthält einen ſehr unbedeutenden ſogenannten „regenerirten“ Gletſcher, der ſich von den Lauinen ernährt, welche von den Kronen der Wände herabſtürzen. Er würde nicht exiſtiren, wenn dieſe ſteilen Wände des Cirkusthales nicht vorhanden wären.

kungen der Gletſcher, da die ſo häufig in ihnen enthaltenen Seen keine andere Deutung zuzulaſſen ſchienen. Sie glauben auſserdem beobachtet zu haben, daſs Cirken ſich nur in gewiſſer Höhe, wo Gletſcher noch in kurzer Vergangenheit gewirkt haben können, befinden. Dem gegenüber hat Bonney[1]) den Urſprung durch Eroſion des flieſsenden Waſſers behauptet. Geiſtbeck[2]) ſcheidet die Cirkusthäler in trichterförmige, mit geneigtem Boden und ohne Seen — dieſe ſeien durch flieſsendes Waſſer erodirt — und keſſelförmige, ſogenannte Botner, mit Seen am Boden: dieſe ſeien ganz und gar durch Gletſcher ausgehobelt. Ich möchte mich der Anſicht von Löwl[3]) anſchlieſsen und die trichterförmigen Thäler als ſolche ſtets für Schöpfungen des flieſsenden Waſſers halten, in welche dann aber nachher die Gletſcher die Seen ausgehobelt haben. Sagt doch Geiſtbeck ſelbſt (S. 285): „Das Eis erodirt vorwiegend horizontal, es ſchafft echte Felſenbecken von vergleichsweiſe geringer Einſenkung. Selbſt unter den ungünſtigſten Verhältniſſen im Hochgebirge überwiegt die horizontale Eroſion die vertikale um das fünf- bis zehnfache.“ Auſserdem ſind die Uebergangsformen von den Botner zu einfachen unzweifelhaften Eroſionsformen der Gewäſſer zu zahlreich, gerade an den Gehängen der Thäler, wo jede Runſe ſich einen cirkusähnlichen Abſchluſs ausarbeitet. Solche amphitheatraliſchen Thäler muſsten aber der Bildung von Gletſchern, auch noch nach der eigentlichen Eiszeit, ungemein günſtig ſein, daher man in ihnen ſo häufig deren Spuren findet. Die Gletſcher haben dann in dem Trichter jene für die Botner charakteriſtiſche Bodengeſtalt (den flachen Grund und die Seebecken) nachträglich ausgebildet, welche zur Annahme der glacialen Entſtehung der ganzen Thalform führte. Ich glaube alſo, daſs die Bildung der Cirkusthäler und die Entſtehung des vertieften Bodens und der Seebecken in ihnen wohl aus einander zu haltende Vorgänge ſind. — Eine lokal ſehr ſtarke Eroſion muſs durch ſich allein trichterähnliche Bildungen (allerdings ohne flachen Boden und Seen) hervorbringen. Cirken und Trichter ſind daher nicht Urſachen, ſondern nur Symptome einer ſtarken Eroſion und, wenn vorwiegend auf einer Seite einer Waſſerſcheide gelegen, einer lebhaften einſeitigen Eroſion, welche die verſchiedenſten Urſachen haben kann. Sie ſind daher eigentlich nicht unter die Urſachen der Verſchiebung der Waſſerſcheiden zu rechnen. Doch müſſen ſie hier erwähnt werden, weil ſie ſo häufig Symptome derſelben ſind. Stapff führt mehrere Beiſpiele der

[1]) Quart. Journ. Geol. Soc. 1871. p. 312 ff. — Geol. Mag. 1877. p. 273.
[2]) Seen. S. 234 ff.
[3]) Thalbildung. S. 127.

Verlegung von Waſſerſcheiden durch Rückwärtsſchreiten ſolcher Auskeſſelungen aus der Gegend des oberen Teſſinthales an. Er glaubt bemerkt zu haben, daſs bei weitem die meiſten Auskeſſelungen auf der Seite des Abbruches der Schichtenköpfe liegen, nicht auf der Seite des Schichtenfallens. Es iſt dies wohl derſelbe Umſtand, der auch die Bildung der ſogenannten Escarpments auf der Seite der Schichtenköpfe begünſtigt. [1]) Es wäre demnach die häufigſte Urſache der einſeitigen Eroſion, der Keſſelthäler und der Waſſerſcheidenverſchiebung in ſolchen Fällen der ſteilere Abfall der Seite der Schichtenköpfe. Nur ein lehrreiches Beiſpiel ſei aus dem intereſſanten Aufſatze von Stapff angeführt. Zwiſchen Val Piora und Val Cadlimo (im Gebiet des oberen Teſſinthales) ſtreichen die Schichten von Weſt nach Oſt und fallen 40—61 ° nach Nord. Auf dem Südabhang des Rückens befindet ſich das tiefe Keſſelthal des Lago di Cadagno in 1921 m (Fig. 19). Auf der Zinne des Cirkus, 400 m hoch (2359 m), liegt der kleine Lago dello Stabio di fore und ſendet ſeinen Abfluſs über die Klippenwand hinab nach Cadagno. Derſelbe kleine See zeigt aber zwei alte, jetzt trocken gelegte Abflüſſe nach Nord zum Reno di Medels, welche jetzt 10 bezüglich 29 m höher als der Seeſpiegel liegen. Der Rhein liegt im Lago di Liſera nur 6 m tiefer als der heutige Spiegel des Sees von Stabio di fore. Es iſt klar, daſs dieſer See ehemals dem Rhein tributär, durch das Rückwärtsfreſſen des Keſſels von Cadagno zum Teſſin abgelenkt iſt. — Stapff führt aber auch an, daſs immerhin Auskeſſelungen auf den Seiten des Schichtenfallens vorkommen, wenn auch ſelten. Hier ſind dann alſo andere Urſachen der einſeitigen Eroſion vorauszuſetzen.

Fig. 19.



a, b alte Abflüſſe des Lago Stabio di fore.

Wir haben nun geſehen, auf welche Weiſe die einſeitige Eroſion eine Verſchiebung der Waſſerſcheide bewirkt, wie und unter welchen Bedingungen ſich dies bis zur Anzapfung fremder Flüſſe ſteigern kann. Wir haben ferner die Urſachen betrachtet, welche die einſeitige Eroſion hervorbringen können, und haben ſie in der Regenvertheilung, der Geſteinsbeſchaffenheit, den Unterſchieden im Gefälle und in der Höhenlage der Eroſionsbaſis gefunden. Als häufiges Symptom und Werkzeug der einſeitigen Eroſion erwähnten wir zuletzt noch der Cirkusthäler.

[1]) Ramsay, Phys. Geology p. 336 ff.

Damit haben wir den letzten und wichtigſten der drei Faktoren (ſäkulare Niveauveränderung, ſeitliches Rücken der Flüſſe, einſeitige Eroſion), welche eine langſame Verſchiebung der Waſſerſcheiden bewirken, behandelt und wenden uns nun zu denen, welche Veränderungen in der Lage der Waſſerſcheiden durch Vernichtung der alten (ohne allmähliche Ortsveränderung derſelben) und Schaffung von neuen herbeiführen können.

b. Vernichtung und Neubildung von Wasserscheiden.

1. *Durch Dislokationen.* Zunächſt verdienen an dieſer Stelle die Dislokationen eine Beſprechung, von denen wir oben erläutert haben, daſs ſie von der Eroſion überwunden werden können, wenn das Kräfteverhältniſs beider für die letztere entſcheidet. Andererſeits können ſie aber die Eroſion überwinden und den Verlauf der Waſſerſcheiden und Fluſsſyſteme bedingen, falls ſie zu intenſiv vor ſich gehen, als daſs die Eroſion mit ihnen Schritt halten könnte. Die Gebiete, wo nach der Meeresentblöſsung beträchtliche Dislokationen ſo vor ſich gehen, daſs ſie für die Waſſervertheilung entſcheidend werden, verhalten ſich im Groſsen und Ganzen theoretiſch ſo, als ob die Dislokationen ſich unter Meer gebildet und das Entwäſſerungsſyſtem ſich ihnen nachträglich angeſchmiegt hätte. Es gelten alſo für ſolche Fälle dieſelben Regeln, welche ſchon oben bei der „Anlage der Waſſerſcheiden“ gegeben wurden. So verhält ſich die Waſſerſcheide in lockeren Faltengebirgen (z. B. im Schweizer Jura), die auf dem Kontinente gebildet ſind, in denen aber die Abfluſsverhältniſſe völlig von der Faltenbildung abhängig geworden ſind, gerade ſo, wie es in unterſeeiſch gebildeten Faltengebirgen der Fall ſein würde. Die Flüſſe ſtrömen in den ſich bildenden Mulden; dieſe aber durchziehen gewöhnlich nicht das ganze Gebirge, ſondern ſind meiſt rings geſchloſſen und von Sätteln umgeben. Daher ſind die Flüſſe genöthigt, die Mulden ſeitwärts über den niedrigſten Theil der Umwallung hinweg zu verlaſſen; dies geſchieht entweder nach Aufſtauung des Waſſers in einem See oder ohne ſolches, indem die Flüſſe ſich gleich während des Aufſteigens der Umwallung in dieſe einzuſchneiden vermögen. Daher mag es zum Theil kommen, daſs wir durchgängig in ſolchen Gebirgen, die aus locker geſtellten Falten beſtehen, die Flüſſe zwiſchen Längsthälern und kurzen Querthälern wechſeln ſehen. Die Waſſerſcheide ſpringt von einem Faltenſattel zum anderen über. Allerdings werden noch viele andere Vorgänge bei dieſem äuſserſt ſchwierigen Probleme mitſpielen, von deſſen Verſtändniſs wir noch weit entfernt ſind. — Es iſt ſomit in jedem Falle ſchwer zu unter-

ſcheiden, ob wir Vorkommniſſe untermeeriſcher oder kontinentaler Entſtehung vor uns haben. Wohl iſt dies aber möglich, wenn wir nur die gröſseren Flüſſe entgegen den Reliefverhältniſſen, die kleineren gemäſs denſelben ſtrömend finden. Dann ſpricht die höchſte Wahrſcheinlichkeit für die Annahme, daſs nach Ausbildung des Fluſsnetzes die Entſtehung der Dislokationen daſſelbe verändert hat. — Wir können daher hier unter Hinweis auf den erſten und vierten Abſchnitt ſchnell über die Veränderungen der Waſſerſcheiden durch Dislokationen hinweggehen. Erwähnt wird dieſer Vorgang von Gilbert[1]) und Kollbrunner.[2]) Ob die Veränderungen der Waſſerſcheiden, die Reyer[3]) aus dem Chianathal beſchrieben hat, zu dieſer Kategorie gehören, erſcheint zweifelhaft.

Nur eine beſondere Art von Dislokationen bedarf der näheren Betrachtung. Wenn es ſich nicht um einzelne Dislokationsſyſteme handelt (Falten, Brüche), die nach dem Fluſsſyſtem zur Ausbildung kommen und dieſes verändern, ſondern wenn in einem Schichtungstafelland mit ausgebildeten Flüſſen eine allgemeine Neigung der Schichten abweichend von der urſprünglichen vor ſich geht, ſo kann es geſchehen, daſs in einem Theile dieſes Gebietes die Flüſſe ſich in ihrer Lage behaupten, in einem anderen Theile dagegen ſich der neuen Abdachung anpaſſen. Die Gröſse und Vertheilung dieſer Gebietstheile kann ſehr unregelmäſsig ſein: hängt doch in jedem einzelnen Theile die Geſtaltung der Abfluſsverhältniſſe ab ſowohl von der Stärke der Neigungsbewegung als von der Stärke der Eroſion. Es werden ſich daher Waſſerſcheiden zwiſchen den einzelnen verſchieden entwäſſerten Theilen eines tektoniſch einheitlichen Gebietes herausbilden, die alle diejenigen Punkte mit einander verbinden, an welchen beide Kräfte (Eroſion und Dislokation) einander gleich ſind. Dieſe Waſſerſcheiden zeigen dann keinerlei direkte Abhängigkeit ihres Verlaufes von der Tektonik oder Petrographie des Untergrundes; ſie können gradlinig, aber auch ſehr gewunden verlaufen. (S. S. 123 ff. über das nordfranzöſiſche und ſüddeutſche Becken.)

2. *Durch Aufſchüttungen.* Neubildungen von Waſſerſcheiden werden auch häufig durch Aufſchüttungen verurſacht. Dieſe Aufſchüttungen können aus Schutt beſtehen, welcher durch Verwitterung, Eroſion oder Gletſcher geliefert worden iſt, ferner vulkaniſche Maſſen, endlich Gletſcher ſelbſt ſein. Wenn ſich irgendwo im Laufe eines Gewäſſers eine ſolche Aufſchüttung

[1]) Henry Mts. p. 125.
[2]) Morphologie etc. S. 39.
[3]) Zeitſchr. d. Geſ. f. Erdk. zu Berlin 1883.

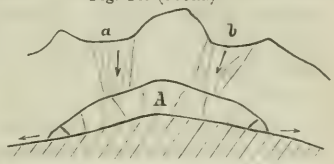
bildet, welche nicht während ihrer Bildung von dem Gewäſſer durchſchnitten werden kann, und dieſe Aufſchüttung ſtaut das Gewäſſer ſo auf, daſs es einen anderen Abfluſs gewinnt: dann iſt eine neue Waſſerſcheide auf der Aufſchüttung entſtanden und die alte Waſſerſcheide iſt dort, wo der neue Abfluſs erfolgt, verſchwunden. Das Thal, welches jetzt der Achenſee in Nordtirol erfüllt, war einſtens dem Inn tributär, bis dieſer bei dem Herannahen der Vergletſcherung koloſſale Schotterterraſſen in ſeinem Thale anhäufte; dieſe ſperrten das Seitenthal, in dem ſich infolge deſſen der Achenſee bildete; der abſperrende Damm ſtieg aber zu gröſserer Höhe, als die Waſſerſcheide auf der Nordſeite des Sees beſaſs, und dieſer ergieſst ſich nun ſeitdem über die frühere Waſſerſcheide hinweg nach Nord zur Iſar.[1]) — Hierher gehören die Waſſerſcheiden in den Gletſcherſchuttgebieten aller Art, ſowohl den echten Moränenlandſchaften als den Ablagerungsgebieten der eiszeitlichen Grundmoränen. Auf den groſsen arktiſchen Platten beider Kontinente ſcheint neben der Geſtalt der Abraſionsfläche die Ablagerung des Gletſcherſchuttes von groſsem Einfluſs auf den Verlauf der Waſſerſcheide geweſen zu ſein und beſonders ihre Unregelmäſsigkeit und Unbeſtimmtheit veranlaſst zu haben. — Groſse Bedeutung für die Waſſervertheilung beſitzen iſolirte vulkaniſche Aufſchüttungen. Ich brauche nur an den Vogelsberg zu erinnern mit ſeinen radial nach allen Seiten hinabrinnenden Gewäſſern. Solche Vulkangebirge mit centralem Bau ſind natürlich geneigt, radiale Entwäſſerungsſyſteme zu bilden. Sie werden, wenn ſie in einem Bruchfelde des umgebenden Gebirges ſtehen, häufig von zwei Flüſſen halbkreisförmig umfloſſen, wie der Aetna von Simeto und Alcantara.

Gletſcher können ſowohl durch ihre Aufſchüttungen Waſſerſcheiden bilden, als auch ſelbſt Waſſerſcheiden ſein. Es giebt in den Alpen eine ganze Anzahl ſolcher waſſerſcheidender Gletſcher. In der Regel ſind allerdings die Firnmulden zweier in entgegengeſetzter Richtung geneigter Gletſcher durch einen Felsgrat oder wenigſtens durch eine ſcharf ausgeprägte Firnſchneide geſchieden, wodurch eine mehr oder weniger vollſtändige Trennung der beiderſeitigen Gebiete bewirkt wird. Daneben kommen aber auch Gletſcher vor, die mit allmählicher Wölbung nach zwei Seiten hin zu verſchiedenen Fluſsgebieten geneigt und ihnen beiden tributär ſind. Auf den höheren Kämmen des Hochgebirges ſind dieſe Fälle verhältniſsmäſsig ſelten; häufig ſind ſie aber, wo der Gletſcher einen die Waſſerſcheide quer durchſetzenden Thalzug anfüllt, d. h. alſo eine Thalwaſſerſcheide oder ſtark erniedrigte Kammwaſſerſcheide

[1]) Penck, Vergletſcherung S. 157 ff.

bedeckt (Fig. 20). Solche Gletſcher gewähren in der Regel gut gangbare Päſſe, wie z. B. der Hochjoch-Gletſcher zwiſchen dem Venter und dem Schnalſer Thal in der Oetzthaler Gruppe, der beiden Thälern und ſomit dem Inn und der Etſch ſeine Gewäſſer zuſendet. Es iſt aber leicht erſichtlich, daſs derartige Gletſcher, da ſie ſich den gegebenen Terrainverhältniſſen anſchmiegen, keine weſentliche Veränderung in der Lage der Waſſerſcheide hervorbringen. Doch daſs Gletſcher auch wichtige Veränderungen der Waſſervertheilung unmittelbar verurſachen können, glaubt wenigſtens Rütimeyer (a. a. O.) an dem Beiſpiel des Rheines bei Sargans nachweiſen zu können. Der Rhein floſs vor der Eiszeit durch die Lücke in der weſtlichen Thalwand bei jenem Orte nach Weſten zum Walenſee und der Linth; dieſes Thal wurde vom Gletſcher erfüllt, der ſo hoch anſtieg, daſs er über die (ſchon vorher niedrige) Waſſerſcheide hinweg nicht unbeträchtliche Waſſermaſſen zum Bodenſee entſandte. Dieſe durchſägten die Waſſerſcheide; möglich, daſs auch die Gletſchererоſion dazu beitrug; kurz, als der Gletſcher ſich zurückzog, war die alte Waſſerſcheide zerſtört, der Rhein floſs zum Bodenſee, und in dem weſtlichen Thale war eine neue, eine Thalwaſſerſcheide entſtanden. Aehnliche Vorgänge haben nach Kollbrunner[1]) eine Verlegung des Rheines zwiſchen Büdlingen und Egliſau (13 km unterhalb Schaffhauſen) bewirkt. Dort ſchneidet der Rhein jetzt in 1000′ tiefer Schlucht durch Tertiär hindurch, während in dem nördlich vorliegenden Rafzerfelde ein altes Rheinbett mit Geſchieben nur 200′ über dem jetzigen Rheinſpiegel liegt. Die ganze Gegend war vom Gletſcher bedeckt, deſſen unter dem Eiſe flieſsende Gewäſſer das heutige Rheinthal ausgruben. Stets ſind dieſe Schmelzwäſſer, welche in der Nähe des Gletſcherendes unter dem Eiſe ſtrömen und ſchlieſslich als Gletſcherbach heraustreten, ſchon oberhalb ihres Austrittspunktes von der gröſsten Bedeutung; ihre Eroſionswirkungen unter dem Eiſe ſind ſehr beträchtlich, wie man an den durch den jetzigen Rückzug der Gletſcher entblöſsten Theilen ihres Bettes ſo vielfach in den Alpen beobachten kann. Man ſieht dann auf dem Grunde des vom Gletſcher mit Rundhökern bedeckten Thalbodens eine tiefe und enge Klamm von dem Schmelzwaſſer ausgenagt (z. B. am Gurgler Ferner im Oetzthal, das ſogenannte Milchbachloch am oberen Grindelwaldgletſcher u. a. m.). Die groſsen Gletſcher

Fig. 20. (Profil.)



A waſſerſcheidender Gletſcher.
a, b tributäre Gletſcher im Hintergrund.

[1]) Morphologie S. 19.

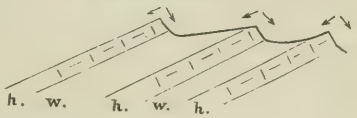
der Eiszeit ſind in den Alpen jedenfalls auch dadurch für die Umgeſtaltung des Reliefs thätig geweſen, daſs ſie im Stande waren, Schmelzwäſſer nicht bloſs aus ihrem unterſten Ende auf die vorliegende Thalſohle zu entſenden, ſondern auch durch Auffüllung ihres ganzen Thales bis zum Rande über die Seitenrücken ihres Bettes hinweg hier und dort Eismaſſen und Gletſcherbäche austreten zu laſſen, die dann auf den Bergrücken ſelbſt glaciale und fluviatile Eroſionswirkungen hervorbringen konnten. Durch die in den Thälern ſich lagernden und häufenden Gletſchermaſſen wurden vielfach die Bergkämme zu Thalſohlen zwiſchen den Eisſtrömen. Häufig begegnet man Kerben in den Bergkämmen, auf die v. Richthofen[1]) jüngſt aufmerkſam gemacht hat, die aber nicht immer durch Abſinken eines Bachoberlaufes an einer quergerichteten Verwerfung zu erklären ſind. So erſcheint dies z. B. nicht annehmbar bei der merkwürdigen Kerbe des Passo delle Scale bei Bormio. Es iſt dies eine enge Felsſchlucht in Dolomit, welche in den die beiden parallelen Längsthäler Val Viola im Süden und Val di Fraèle im Norden trennenden Gebirgskamm in ungefähr 2000 m Meereshöhe, hoch über den beiden Thälern, quer eingeſchnitten iſt. An der Nordſeite dieſes waſſerloſen Engpaſſes liegt etwas unterhalb ſeiner Oeffnung nach dem Abhang des Val di Fraèle zu ein kleiner runder See; nach Süden zu öffnet ſich die Kerbe unmittelbar nach der ſteilen Thalwand des Val Viola, das an Zeichen einer mächtigen Vergletſcherung reich iſt. Es erſcheint mir höchſt wahrſcheinlich, daſs ſolche Paſskerben in Gebieten ehemaliger bedeutender Vergletſcherung den ſeitlich entſandten Schmelzwäſſern der Gletſcher ihre Entſtehung verdanken können. Es iſt dies der Beginn des Vorgangs, der mit dem völligen Durchſägen der Waſſerſcheide enden kann, wie ſie bei Sargans angenommen wurde.

3. *Durch Härtedifferenzen der Geſteine.* Dieſe Art der Veränderung der Waſſerſcheiden nach ihrer erſten Anlage wird durch die Eroſion ſelbſt hervorgebracht. Durch die Abtragung kommen nämlich zuweilen härtere Geſteinsmaſſen an die Oberfläche und treten immer mehr über dieſelbe hervor, je ſtärker ihre Nachbarſchaft der Eroſion unterliegt. Wir haben geſehen (S. 37), daſs trotzdem die Waſſerſcheiden, wenn auch in den weicheren Partien angelegt, beharren können, wenn die Eroſion ſtark genug iſt, dieſe Härtehinderniſſe zu beſiegen. Iſt dies dagegen nicht der Fall, ſo müſſen die Flüſſe ihren Lauf ändern, und die hervortretenden harten Partien werden hydrographiſche Centra. Gilbert[2]) widmet dieſem Vorgange einige Worte und

[1]) Führer S. 671, 704.
[2]) Henry Mts. p. 140.

veranſchaulicht ihn durch eine der Fig. 21 ähnliche Zeichnung, das Entſtehen von Waſſerſcheiden in ſanft geneigten, verſchieden harten Schichten darſtellend. Als Beiſpiel führt er die Pink cliffs im ſüdlichen Utah an. Etwas Aehnliches läſst ſich auf der Schweizer Hochebene beobachten [1]). Dort, in den nicht oder ſchwach dislocirten Molaſſegeſteinen folgen die Gewäſſer vom Alpenrande aus der allgemeinen Abdachung des Landes zum Jura hin. Wo aber die harte Nagelfluh in gröſseren Maſſen auftritt, da erhebt ſie ſich wegen ihrer Härte nicht unbedeutend über die Ebene. Wo ſie in rundlich konturirten Maſſen zu Tage tritt, [2]) bildet ſie ſelbſtſtändige hydrographiſche Centren, welche die regelmäſsige Fluſsvertheilung der „Ebene“ unterbrechen. So erhebt ſich der Napf ca. 2600′ über die Nachbarſchaft, und von ihm laufen radial die Gewäſſer herab; er zwingt die von Oſten kommende Emme nach Nordoſten umzubiegen. Ganz ähnlich verhält ſich die Gruppe des Kreuzegg in Toggenburg. Wo hingegen die Nagelfluh mehr in Geſtalt langer, aber ſchmaler Zonen erſcheint, da konnte ſie von den Gewäſſern durchſchnitten werden und trägt keine Waſſerſcheide. So in St. Gallen und Appenzell, wo z. B. die Sitter ohne Laufveränderung drei orographiſch wohl hervortretende Nagelfluhzüge, deren mittelſter den Gäbris trägt, hintereinander durchbricht.

Fig. 21. (Profil.)



4. *Durch chemiſche Eroſion.* Eine Wirkſamkeit in gröſserem Maſsſtabe übt die chemiſche Eroſion in Bezug auf das Relief der Erde nur in Gebieten aus, in denen leicht lösliche Geſteine verbreitet ſind (vor allen Gyps und Kalkſtein, in geringerem Grade Dolomit), dort aber in ſehr bedeutendem Maſse. Es würde zu weit führen, hier die auflöſende Thätigkeit der auf den Klüften der Geſteine cirkulirenden Gewäſſer näher zu betrachten. Es ſei nur darauf hingewieſen, daſs dieſe Thätigkeit ihre Richtung in erſter Linie von dem Verlauf der Klüfte und Schichtfugen angewieſen erhält. Sie kann daher unabhängig von oder gar im Gegenſatz zu der Oberflächengeſtalt und den oberflächlichen Abfluſsſyſtemen vor ſich gehen. Es iſt klar, daſs ſich dieſe unterirdiſche Wegführung der Stoffe bis zum Einſturz der Hohlräume ſteigern kann und damit an die Oberfläche tritt und in deren Verhältniſſe eingreift, wie dies vom Karſt allgemein bekannt iſt. Hierdurch kann derartigen Gebieten eine Anordnung der Abflüſſe von Innen heraus geſchaffen werden,

[1]) Vergl. Rütimeyer, Thal- und Seebildung.
[2]) Studer et Escher, Carte géol.

welche zu dem Relief der Oberfläche im Gegenſatz ſteht. So können auf dieſe Weiſe alte Waſſerſcheiden vernichtet werden und neue entſtehen. —

Hiermit werden ſo ziemlich die Faktoren, welche eine nachträgliche Veränderung der Waſſerſcheiden herbeiführen, betrachtet ſein. Sie ſind ſo mannigfaltig, daſs hier ein jeder nur eine kurze Behandlung erfahren konnte.

Dritter Abſchnitt.

Topographiſche Morphologie der Waſſerſcheiden.

Nachdem wir in den beiden erſten Abſchnitten die erſte Anlage und die Verſchiebbarkeit der Waſſerſcheiden beſprochen, alſo die Agentien kennen gelernt haben, welche geſtaltgebend auf ſie einwirken, haben wir nun zu den durch dieſe Agentien geſchaffenen verſchiedenen Erſcheinungsformen der Waſſerſcheiden überzugehen, alſo die in der Natur vorliegenden Thatſachen in Bezug auf ihre Urſachen zu prüfen und zu unterſcheiden. Zunächſt wird es am paſſendſten ſein, die topographiſche Morphologie der Waſſerſcheiden zu betrachten, d. h. die Verhältniſſe jedes einzelnen gröſseren oder kleineren Theiles der Waſſerſcheide, ohne Rückſicht auf ihre Zuſammenſetzung zu dem Ganzen der Linie. Erſt dann wird die Geſtaltung und der Verlauf der Waſſerſcheiden im Groſsen auf verſchieden gebauten Erdgebieten in ihrem Verhältniſs zu dieſem Bau einer Betrachtung unterzogen werden können.

Da erſcheint zunächſt die erdrückende Menge der Details verwirrend. Ich glaube aber am leichteſten zu einer Ueberſicht zu gelangen, wenn wir, uns auf die wichtigſten Eigenſchaften beſchränkend, dieſelben in drei Kategorien theilen:

A. Solche, welche ſich auf den vertikalen Querſchnitt der Waſſerſcheide beziehen, d. h. die Gefällsverhältniſſe der beiden Seiten.[1])

B. Solche, welche ſich auf den vertikalen Längsſchnitt der Waſſerſcheide beziehen, d. h. die wechſelnden Höhen, das Auf- und Abſteigen dieſer Linie.

C. Solche, welche ſich auf die Horizontalprojektion der Waſſerſcheide beziehen, d. h. ihren Verlauf und Richtung auf der Karte.

[1]) Eine Linie hat allerdings keinen Querſchnitt, alſo ſtreng genommen auch die Waſſerſcheide nicht. Doch muſs hier von der Linie auf den körperlichen Träger derſelben übergegangen werden. Vergl. das S. 16 Geſagte.

A. Eigenschaften des vertikalen Querschnittes.

Die Gefällsverhältniſſe zu beiden Seiten eines Punktes der waſſerſcheidenden Linie ſind bedingt theils durch das primäre Gefälle der Landoberfläche, theils durch die Stärke der Eroſion.

1. *Die primär flache und durch Annäherung der Eroſion konvexe Waſſerſcheide.* Wir haben daher zunächſt ſolche Waſſerſcheiden zu unterſcheiden, welche noch nicht von der Eroſion erreicht ſind und daher die primären Gefällsverhältniſſe der beiden Seiten noch erhalten haben. Dieſe Gefälle können natürlich ſehr verſchiedenartig ſein, und mit ihnen hängt meiſt der Grund unmittelbar zuſammen, weshalb die Waſſerſcheide nicht von der Eroſion erreicht iſt. Ich habe an anderer Stelle zu zeigen verſucht,[1]) daſs die Waſſerſcheide niemals direkter Eroſion ausgeſetzt iſt, ſondern nur der rückſchreitenden Eroſion, welche durch die Tieferlegung der unteren Strecken ihren Impuls erhält. Dazu iſt aber nöthig, daſs einerſeits dieſe Tieferlegung hinreichend groſs iſt, um bis auf die Waſſerſcheide rückwirken zu können, d. h. daſs der Scheitelpunkt der Terminante tiefer liegt, als die Waſſerſcheide; andererſeits, daſs genügende Zeit verſtrichen iſt, um die Erreichung zur Wirklichkeit werden zu laſſen. Die von der Eroſion nicht berührten Waſſerſcheiden ſind daher entweder ſolche, die bei den heutigen Niveauverhältniſſen niemals erreicht werden können, oder denen dies Schickſal in kürzerer oder längerer Zeit noch bevorſteht. Wie leicht begreiflich, kann eine Unterſcheidung dieſer beiden Fälle praktiſch in der Natur nur in den extremen Fällen durchgeführt werden, wo entweder die Gewäſſer auf beiden Seiten der Scheide in ihrem ganzen Laufe nicht oder kaum eingeſchnitten ſind, oder aber der Unterlauf beträchtlich eingeſchnitten und dieſe vertiefte Stelle ſchon der Waſſerſcheide ſehr genähert iſt. Im erſten Falle haben wir ganz flache Waſſerſcheiden zu erwarten; er entſpricht der Fig. 7 meiner citirten Abhandlung, wo die Terminante höher ſteigt, als die Waſſerſcheide. Solche finden ſich gewöhnlich in ebenen Tiefländern, ſeien dieſe nun Schwemmlandbildungen oder Abraſionsflächen. Aber auch auf höheren Plateaus (Schichttafelländern und Abraſionsgebirgen) fehlen ſie nicht, ſobald dieſe nur im Verhältniſs zur Höhe weit genug ausgedehnt ſind, daſs jenes Verhältniſs von Terminante zu Waſſerſcheide ſtattfinden kann. Solche Plateaus ſind die Gegenden, wo man häufig in Verwunderung geräth, wenn man dem mitgebrachten Vorurtheil „je näher zur Waſſerſcheide, deſto

[1]) Petermann's Mittheil. 1886, S. 67 ff.

ſteiler das Gefäll" [1]) hier auf das Entſchiedenſte widerſprochen ſieht. Dieſer Satz gilt eben durchgängig nur für die Terminante, die aber in der Natur an der Waſſerſcheide in ſehr vielen Fällen nicht erreicht werden kann, wenn ſie nämlich höher aufſteigt als das primäre Gefälle. Dieſe Erſcheinung fiel Schneider [2]) in der Eifel auf und er erklärte ſie annähernd in unſerem Sinne. Auch im Vogelsberg iſt ſie recht ausgeſprochen vorhanden. [3]) — In ebenen Gegenden kann die Waſſerſcheide ſo flach ſein, daſs ſie überhaupt verſchwindet, d. h. daſs eine Bifurkation ſtattfindet, ſei es nur zur Hochwaſſerzeit, ſei es beſtändig. Dieſe Bifurkationen in der Ebene ſind wohl zu unterſcheiden von denen im Gebirge; während letztere Eroſionserſcheinungen ſind (ſ. o. S. 56), ſind erſtere direkt im Bodenbau begründet. Zu dieſen gehören auch die Bifurkationen in Moränenlandſchaften, da auch ſie in der unregelmäſsigen Anhäufung des Gletſcherſchuttes, alſo auch im Bodenbau ihre Urſache haben. (Ueber Bifurkationen vergl. Supan, Grundzüge S. 363 f.)

Wenn die rückſchreitende Eroſion ſich der Waſſerſcheide nähert, ohne dieſe ſchon erreicht zu haben, nimmt letztere einen konvexen Querſchnitt an. Dieſe Konvexität fiel Gilbert [4]) in den ſogenannten Badlands der Colorado-Plateaus auf, ohne daſs er ſie erklärt. Es iſt dies nicht immer ein Zeichen noch unvollendeter Eroſion, da, auch wenn die Eroſion vollendet iſt, aber nicht ganz die Waſſerſcheide hat erreichen können, dieſer ebenfalls einen konvexen Querſchnitt aufprägen muſs. Wir werden weiter noch eine andere Bildungsart konvexer Waſſerſcheiden zu beſprechen haben. In den jetzt in Rede ſtehenden Fällen ſind ſie Zwiſchenformen zwiſchen der flachen und der zugeſchärften Waſſerſcheide. Sie ſind z. B. in den wenig hohen Kammgebirgen Deutſchlands (z. B. Thüringer Wald) die Regel, wo es nur ſehr ausnahmsweiſe zur Bildung eines Felsgrates kommt. Aber auch in den Alpen ſind konvexe Waſſerſcheiden dieſer Art nicht ſelten, beſonders in den niedrigeren Theilen. Sie ſind hier aber faſt ſtets untergeordneten Ranges, d. h. es ſind ſolche Waſſerſcheiden, welche zwiſchen parallel gerichteten Gewäſſern ſich hinziehen, alſo dieſen ſelbſt parallel ſind. Namentlich dort ſind ſie zu finden, wo die parallelen Thäler im Verhältniſs zu der geringen Höhe der Berge weite Zwiſchenräume zwiſchen

[1]) Gilbert, Henry Mts. p. 116 führt als allgemeines „law of divides" an: „The nearer the watershed or divide, the steeper the slope, the farther away, the less the slope."

[2]) Thalbildung S. 26 f. — Vergl. auch v. Richthofen, China II, S. 576 ff. über den Tſin-ling-shan.

[3]) Tasche, Erläuterungen zur Sect. Schotten. S. 14.

[4]) Henry Mts. p. 121.

ſich laſſen. Es ergiebt ſich dann der in Fig. 22 dargeſtellte Querſchnitt, wie er beſonders für unſere Mittelgebirge charakteriſtiſch iſt.

An einem Thalgehänge wirken ſtets zwei erodirende Faktoren: 1) der Thalbach, durch ſein Tieferſchneiden oder ſeine ſeitliche Eroſion die Seitenwände beeinfluſſend, 2) die an den Thalwänden herabrinnenden Gewäſſer, deren Eroſionskraft groſsentheils wiederum durch das Verhalten des Thalbaches, ihrer Eroſionsbaſis, beeinfluſst wird. Die unteren Theile einer Thalwand ſind der Eroſion des Thalbaches am unmittelbarſten ausgeſetzt, während die oberen Theile nur mittelbar von derſelben betroffen werden. In den oberen Theilen beſitzt daher die Eroſion des herabrinnenden Waſſers, in den unteren Theilen die des Thalbaches einen gröſseren Einfluſs. Wo letztere ſtark, dagegen das Totalgefälle der Thalwände wegen relativ bedeutender Entfernung der Parallelthäler und damit auch die Eroſion des an ihnen herabrinnenden Waſſers gering iſt, entſteht ſehr häufig der in Fig. 23 dargeſtellte Querſchnitt zwiſchen zwei Parallelthälern. (S Waſſerſcheide; T Thalrinnen ſtark erodirend; SR Strecken der Eroſion des herabrinnenden Waſſers, verflachende Kurven mit konvexer Waſſerſcheide; RT ſteile Strecke der vorwiegenden Eroſion durch den Thalbach.)

Fig. 22. (Profil.)

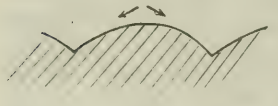
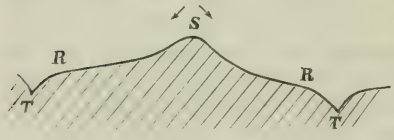


Fig. 23. (Profil.)



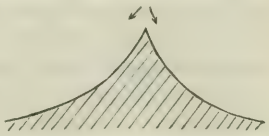
2. *Die einſeitig zugeſchärfte Waſſerſcheide.* Wird die Waſſerſcheide nur von einer Seite her durch die rückſchreitende Eroſion erreicht, ſo entſteht die einſeitig erodirte Waſſerſcheide. Die der Eroſion abgewendete Seite bleibt flach bezüglich leicht konvex gekrümmt, die der Eroſion zugewendete Seite dagegen fällt von der Waſſerſcheide aus ſteil und erſt allmählich ſich verflachend ab. (Fig. 24.) Dieſe Form iſt faſt ſtets mit einer Verſchiebung der Waſſerſcheide verbunden. Ihre Hauptvorkommniſſe ſind waſſerſcheidende Plateauränder (Oſtrand Südafrikas, Weſtrand Vorderindiens) und einſeitige Thalwaſſerſcheiden (ſ. S. 94).

Fig. 24. (Profil.)

3. *Die beiderſeitig zugeſchärfte Waſſerſcheide* (Fig. 25) iſt dagegen das Zeugniſs, daſs von beiden Seiten die Eroſion die Waſſerſcheide erreicht hat und noch an ihrer Erniedrigung, vielleicht auch Verſchiebung arbeitet. Ihre Heimath iſt das Hochgebirge, wo dieſe Form bei weitem die herrſchende iſt,

doch fehlt ſie natürlich in Mittelgebirgen nicht ganz. Ihre Bedingung iſt, daſs die Scheitelpunkte der beiden an der Waſſerſcheide zuſammenſtoſsenden Terminanten tiefer als die Waſſerſcheide ſelbſt liegen. Es iſt alſo ein gewiſſes Maſs von Steilheit des beiderſeitigen primären Gefälles erforderlich.

Fig. 25. (Profil.)



4. *Die durch Verwitterung konvexe Waſſerſcheide.* Die unter 2. und 3. genannten, von der Eroſion angegriffenen Waſſerſcheiden behalten dieſe Formen nur ſo lange, als die Eroſion noch lebhaft thätig iſt. Sobald dieſe nachläſst, räumt ſie das Feld allmählich der Verwitterung, welche nach dem Zuruhekommen der Eroſion das allein herrſchende Agens wird. Was wird nun aus der zugeſchärften Waſſerſcheide, wenn ſie dieſem Agens allein überlaſſen bleibt? Wenn auch das rinnende Waſſer nicht mehr feſte Theile lostrennen kann, ſo vermag es bei der noch immer ſteilen Böſchung zunächſt doch noch ihm geliefertes Material herabzurollen. Dieſes Material wird von der Verwitterung geliefert. Je ſteiler die Böſchung, deſto gröſser die Verwitterung, denn deſto leichter fallen die gelockerten Theile aus ihrem Verbande heraus. Der waſſerſcheidende Kamm wird alſo in den höheren Theilen ſtärker zerſtört als in den tieferen, Er verwandelt daher allmählich ſeinen zugeſchärften Querſchnitt in einen ſehr ſtumpfwinkligen oder konvexen. (Zweite Entſtehungsart konvexer Waſſerſcheiden als Reſidua zugeſchärfter, Fig. 26.) Endlich ſind die Böſchungen ſo gering geworden, daſs die ferner gelieferten Verwitterungsſchuttmaſſen, namentlich die gröſseren Blöcke, in loco zurückbleiben, die letzten ſcharfen Niveauunterſchiede verhüllen, aber den Untergrund auch vor fernerer Zerſtörung ſchützen. Es reſultirt alſo aus der zugeſchärften Waſſerſcheide nach Aufhören der Eroſion die durch Verwitterung konvexe Waſſerſcheide. Manche alte Gebirge ſind mit ihren Waſſerſcheiden ganz und gar in dieſes Stadium übergegangen (Centralaſiatiſche Gebirge, Kwenlun). Aber auch in Gebirgen, wo ſonſt die zugeſchärfte Waſſerſcheide noch vorherrſcht, kommt lokal auch ſchon die Verwitterungsform vor. Jede zugeſchärfte Waſſerſcheide weiſt nämlich groſse Niveauunterſchiede entlang ihrem Verlaufe auf. Wo an einer Stelle die Abtragung ſtärker iſt, als in der Umgegend, da bildet ſich eine Einſattelung im Kamm heraus. An ſolchen Stellen, wo alſo die Erniedrigung den anderen Punkten voraus iſt, wird ſie auch zuerſt zur Ruhe kommen; d. h. an den tiefſten Ein-

Fig. 26.

1, 2, 3 Stadien der Erniedrigung.

ſchnitten des waſſerſcheidenden Kammes wird zuerſt ein konvexer Querſchnitt zur Ausbildung gelangen, während die höher aufragenden Theile noch zugeſchärft ſind. Dieſe konvexen und zugleich tieferen Theile der Waſſerſcheide werden dann dadurch noch mehr abgeflacht, daſs von den höheren Seiten Schuttmaſſen herabkommen, welche ſich dann auf und neben der Verwitterungswaſſerſcheide anhäufen. Daher kommt es wohl, daſs die niedrigſten Uebergänge in den Gebirgen — auch abgeſehen von Thalwaſſerſcheiden — faſt durchgehends auch die wenigſt ſteilen ſind. So erklärt ſich, meiner Anſicht nach, in vielen Fällen der eigenthümlich breite, plateauartige Charakter der Waſſerſcheide bei den meiſten wichtigeren Alpenpäſſen, zugleich die Trümmerwildniſſe, die ſie bedecken (Albula!). Es ſind dieſe Päſſe wohl nichts anderes als Kammtheile, die einer beſonders ſtarken Abtragung unterlagen, daher tiefer als die benachbarten Kämme liegen, aber auch früher der Eroſion entzogen und von der Verwitterung in ſanfte Böſchungsformen umgewandelt wurden. Eine beſonders ſtarke Abtragung findet ſtets ſtatt im Hintergrunde des Quellgebietes eines gröſseren Stromes, daher die bedeutendſten und niedrigſten Alpenpäſſe dieſer Art in der Regel im Hintergrunde der längſten und tiefſten Thäler liegen.

5. *Die ſekundär abgeflachte Waſſerſcheide.* Noch eine Form des Querſchnittes der Waſſerſcheide iſt hier zu nennen, welche ausſchlieſslich den Thalwaſſerſcheiden eigen iſt, diejenige der nicht primär, ſondern ſekundär abgeflachten Waſſerſcheide. Die primär flachen Waſſerſcheiden in Ebenen oder auf Plateaus ſind ja ausſchlieſslich durch die urſprüngliche, von der Eroſion des flieſsenden Waſſers nicht weſentlich umgeſtaltete Bodenform bedingt; die nicht primär flachen dagegen ſind durch Eroſionsvorgänge hervorgebracht, daher wohl zu unterſcheiden. Die Eroſionsvorgänge, welche ſie erzeugen, werden bei der Behandlung der Thalwaſſerſcheiden weiter unten betrachtet werden. —

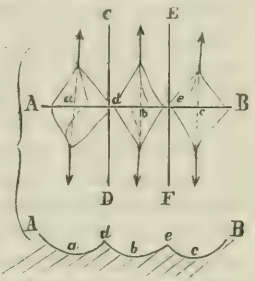
Wir haben alſo in Bezug auf den Querſchnitt und die damit unmittelbar verbundene Entſtehungsart der Waſſerſcheiden fünf Typen unterſchieden: 1. Die primäre, nur durch die Bodengeſtalt bedingte; eine Abart iſt die durch Annäherung der Eroſion konvexe Waſſerſcheide; 2. die einſeitig zugeſchärfte; 3. die beiderſeitig zugeſchärfte; 4. die durch Verwitterung konvexe; 5. die ſekundär abgeflachte Waſſerſcheide.

B. Eigenſchaften des vertikalen Längsſchnittes.

1. *Gradlinige und gezackte Waſſerſcheide.* Der Längsſchnitt einer Waſſerſcheide, d. h. das Verhältniſs der Höhen ihrer einzelnen Punkte zu einander, iſt eng mit der Beſchaffenheit des Querſchnittes an jedem Punkte verknüpft. So lange die Eroſion

die Waſſerſcheide nicht von beiden Seiten erreicht hat, ſind in der Regel die Höhendifferenzen der einzelnen Punkte gering: die Waſſerſcheide hat einen ziemlich ebenen Verlauf, der nur dort unterbrochen wird, wo durch die Tektonik Niveauſprünge vorgezeichnet ſind. Vergleichen wir z. B. die Konturen, welche uns der Kamm des Thüringer Waldes aus der Ferne bietet, mit dem Anblick eines wildgezackten Alpengrates, ſo fällt uns die Gradlinigkeit des erſteren ebenſo auf, wie die geringere Höhe. Der Thüringer Wald trägt eben eine Waſſerſcheide mit konvexem Querſchnitt. Aber auch die einſeitig erodirten Plateauränder bieten gewöhnlich eine auffallend ebene Profillinie dar, in der nur durch etwa eingelagerte härtere Maſſen ſanft gerundete Unebenheiten hervorgerufen werden. Ich brauche bloſs an den Anblick des erzgebirgiſchen Kammes oder des Taunus zu erinnern. — Ganz anders, wenn beiderſeitige Eroſion an der Tieferlegung der Waſſerſcheide arbeiten; dann nimmt dieſelbe ſofort den Charakter einer haſtig auf- und abſteigenden Linie an. Die Urſache iſt die Ungleichheit der Tieferlegung an den verſchiedenen Punkten.[1])

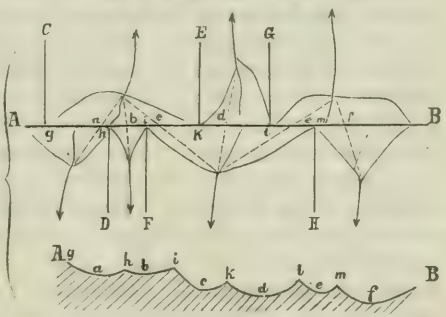
Fig. 27 A u. B. (Karte u. Profil.)



A B Hauptwaſſerſcheide,
C D, E F Nebenwaſſerſcheiden.

Wenn von einem Kamm in gleichmäſsigen Abſtänden und mit ziemlich gleicher Waſſermaſſe Rinnen beiderſeits herabziehen, ſo bildet ſich ein Maximum der Abtragung dort heraus, wo jede Verbindungslinie der Konvergenzpunkte zweier entgegengeſetzter Rinnen die Hauptwaſſerſcheide ſchneidet. (Fig. 27: a, b, c.) Dort entſteht daher eine Einſattelung. Umgekehrt liegt ein Minimum der Abtragung, daher ein höher aufragender Theil des Kammes dort, wo die Waſſerſcheide zweier gleich gerichteter Rinnen die Hauptwaſſerſcheide ſchneidet. (d, e). Wenn die Vertheilung der Rinnen weniger regelmäſsig iſt, ſo

Fig. 28 A u. B. (Karte u. Profil.)



[1]) Gilbert, Henry Mts. p. 121.

iſt auch der Wechſel von Gipfeln und Sätteln ein unregelmäſsigerer. (Fig. 28 A u. B.)

2. *Unterſcheidung von Kamm- und Thalwaſſerſcheide.* Wir haben ſchon erwähnt, daſs in den Einſattelungen die Tieferlegung zuerſt zum Stillſtande kommt, daſs daher dort auch zuerſt die zugeſchärfte Waſſerſcheide in eine durch Verwitterung konvexe oder abgeſtumpfte verwandelt wird. Wenn dieſer Zuſtand eintritt, hört die weitere Tieferlegung auf; die Höhenlage, in der dies geſchieht, iſt abhängig von der Höhenlage der Scheitelpunkte der beiderſeitigen Terminanten und daher ſehr verſchieden. Die Tieferlegung der Waſſerſcheide kann an einer Stelle ſo weit gehen, daſs beide entgegengeſetzt gerichtete Thäler im Gegenſatz zu den rechts und links ſtehen gebliebenen hohen Kammtheilen in einen einzigen Thalzug verſchmelzen. Man redet dann in der Regel von einer Thalwaſſerſcheide. Ich möchte aber dieſen Begriff enger faſſen. In allen den Fällen, wo einfach die beiderſeitige Abtragung durch die Gewäſſer zur Erklärung der Form der Waſſerſcheide genügt, ſelbſt wenn dieſelbe ſo tief erniedrigt iſt, daſs man von einer Thalwaſſerſcheide zu ſprechen geneigt iſt, haben wir eben nur beſonders erniedrigte Theile einer Kammwaſſerſcheide vor uns. In einem ſolchen Falle wird die Waſſerſcheide ſtets nur im Verhältniſs zu den umgebenden Bergkämmen niedrig ſein, im Thale ſelbſt aber muſs ſie eine recht bemerkbare Höhe behalten und der Anſtieg zu ihr muſs immer ſteiler ſein, als das Gefälle der Thäler weiter abwärts. Denn niemals können durch beiderſeitige Eroſion an der Waſſerſcheide ſanftere Böſchungen hervorgerufen werden, als entfernt von derſelben. Zwiſchen einer ſolchen ſcheinbaren Thalwaſſerſcheide und einer gewöhnlichen Einſattelung im Kamme läſst ſich ebenſo wenig eine quantitative Grenze feſtſetzen, als ein genetiſcher Unterſchied zwiſchen ihnen beſteht. Eine echte Thalwaſſerſcheide iſt dagegen eine Erſcheinung, welche ſich durch beiderſeitige Abtragung des waſſerſcheidenden Kammes nicht erklären läſst.

Sehen wir uns in der Literatur nach einer genaueren Definition des Begriffes „Thalwaſſerſcheide“ um, ſo finden wir eine ſolche nur bei Supan, welcher die Bezeichnung zuerſt eingeführt hat.[1]) Er ſagt: „Unter einer Thalwaſſerſcheide verſtehe ich diejenige Waſſerſcheide, die ein Thal quer durchziehend, den Wanderer unvermerkt aus einem Fluſsgebiet in das andere, gerade entgegengeſetzt verlaufende hinüberführt. Nicht bloſs die verhältniſsmäſsig geringe abſolute Höhe, ſondern auch das allmähliche Anſteigen auf der einen, das allmähliche Herabſteigen auf der anderen Seite iſt ein entſcheidendes

[1]) Studien. S. 36.

Moment.“ Wie Supan ſelbſt ſagt, iſt dies keine wiſſenſchaftlich-ſcharfe Definition, aber ſie giebt doch die weſentlichſten Eigenſchaften richtig an. Faſſen wir dieſelbe etwas präciſer, ſo würde ſie etwa ſo lauten: „Thalwaſſerſcheide iſt diejenige Strecke einer zwei Flußgebiete trennenden Scheidelinie, welche ſich nicht über einen Kamm, ſondern über einen Thalboden hinzieht und durch eine Erhebung dieſes Thalbodens bezeichnet iſt, die nach beiden Seiten nicht weſentlich ſteiler abfällt, als dies auch weiterhin dem Thalboden eigenthümlich iſt.“ (Fig. 29.) Das Charakteriſtiſche für eine Thalwaſſerſcheide iſt alſo ihre Lage auf dem Boden *eines* Thales, das von zwei entgegengeſetzt fließenden Bächen entwäſſert wird, und doch in beiden Richtungen eine einheitliche Geſtaltung, was Stärke des Gefälles, Breite, Steilheit der Wände etc. betrifft, aufweiſt, vor allem eine flache Waſſerſcheide beſitzt. Daſs hierbei die verſchiedenſten Kombinationen der Terrain- und Abflußverhältniſſe eintreten können, hoffe ich gleich an einigen Beiſpielen zu erweiſen. Die Meereshöhe iſt für den Begriff der Thalwaſſerſcheide ganz gleichgültig, da dieſe in allen Höhenlagen auftreten kann, in denen in dem betreffenden Gebiete überhaupt noch Thalböden vorkommen. — Gehen wir zunächſt zu der Beſchreibung einiger Vorkommniſſe über, um an dieſelbe Betrachtungen über die Entſtehung der Thalwaſſerſcheiden zu knüpfen.

Beiſpiele von Thalwaſſerſcheiden. Die Fälle, welche ich anführen will, befinden ſich in dem Grenzgebiete Tirols, des Kantons Graubünden und der italieniſchen Provinz Sondrio, zwiſchen den oberſten Thalſtrecken der Flüſſe Etſch, Inn und Adda; ein Gebiet, das orographiſch beherrſcht wird von dem höchſten Gipfel der öſterreichiſchen Alpen, dem mächtigen Ortler, der aber ſonſt weder geologiſch noch hydrographiſch eine mehr als lokale Bedeutung beſitzt. Mitten im Herzen der Centralalpen gelegen, gleich weit vom Nordfuſs wie vom Südfuſs der Alpen entfernt (Ortlergipfel 16 Meilen vom Nordfuſs, 14 Meilen vom Südfuſs), rings umgeben von kryſtalliniſchen Maſſiven erſter Größe, iſt hier eine Scholle von Sedimentgeſteinen eingeſenkt. Im Nordweſten ſtreicht, weſtlich des Inn, das Hornblendeſchiefer- und Gneiſsmaſſiv der Silvretta von Südweſten nach Nordoſten; im Nordoſten, jenſeits der Etſch, liegt das gewaltig ausgebreitete Rund der Oetzthaler Ferner, aus Glimmerſchiefer vorwiegend aufgebaut, der in ſteiler Fächerſtellung von Weſt nach Oſt ſtreicht; ſüdlich davon, durch die

Etſch getrennt, das kleinere Maſſiv der Veneziaſpitze, das ſchlieſslich hinüberleitet zu dem Gebirgsſtock der Bernina, in dem wiederum der Gneiſs tonangebend iſt. Nur in nördlicher Richtung ſchlieſst ſich an unſere Kalkſcholle eine andere Sedimentmulde an, aus Liasgeſteinen, welcher der Inn von Martinsbruck bis nahe vor Landeck folgt.

Mitten zwiſchen dieſen groſsen kryſtalliniſchen Gebirgsmaſſiven, die mit Ausnahme des Oetzthaler, durch Eruptivmaſſen, namentlich von Granit, ausgezeichnet ſind, wie wir ſolche in den weſtlicheren Schweizeralpen vergebens ſuchen würden — liegt eine dreieckig geſtaltete Scholle vorherrſchend von Kalkſteinen der Trias- und Juraformationen, in denen der graue oder röthliche Hauptdolomit der Rhätiſchen Stufe die erſte Rolle ſpielt. Wir haben hier alſo eine im Verhältniſs zur Umgebung tief geſunkene Scholle vor uns, in der die Glieder der meſozoiſchen Formationen auf gleiche Höhe mit den ringsum liegenden kryſtalliniſchen Maſſiven gebracht worden ſind, ein Umſtand, der ſich keineswegs durch eine orographiſche Einſenkung kenntlich macht. Im Gegentheil, die Dolomite dieſes Gebietes bilden ebenſo hohe und noch ſchroffere, wenn auch meiſt kürzer abgeſetzte Kämme, als die benachbarten Maſſive, ja der ſchon genannte höchſte Gipfel der Oſtalpen überhaupt, der Ortler mit beinahe 4000 m, erſcheint nur als die ruinenhafte äuſserſte Südoſtecke unſerer Kalkmaſſe. Wir wollen dieſes Kalkgebirge nach der Paſsſtraſse, die es in ſeinem Centrum durchzieht, dem Ofen-Paſs, das Ofener Gebirge nennen, nach dem Vorgange Supan's[1]). — Dieſes Ofener Gebirge iſt kein alleinſtehendes Phänomen. Eine Reihe von ſolchen relativ tief liegenden Schollen beginnt mit dem Gebiet der Glarner Doppelfalte, daran ſchlieſst ſich das Prättigau, das Ofener Gebirge, und ihr Maximum erreicht die Erſcheinung in der gewaltigen Verſenkung an der Linie von Giudicaria. Eine einzig in den Alpen daſtehende Zone von Senkungsfeldern, von Eruptivgeſteinen begleitet, durchzieht ſo die Centralalpen von Nordweſt nach Südoſt, den von Weſten herankommenden Zug der Centralmaſſive unterbrechend und eine geſteigerte Komplikation aller Verhältniſſe verurſachend, die ſich bis ins Kleinſte geltend macht. — Die Sedimentgeſteine des Ofener Gebirges ſind in Falten zuſammengepreſst, welche überwiegend von Weſtnordweſt nach Oſtſüdoſt ſtreichen; es kommen aber zahlreiche Abweichungen von dieſer Streichrichtung vor. Brüche ſcheinen ebenfalls in dieſem Gebiete eine groſse Rolle zu ſpielen, und zwar ſind ſowohl Längs- als Querbrüche zu beobachten.

Reſchen-Scheideck. Die den kryſtalliniſchen Geſteinen theils

[1]) Studien etc.

auflagernde, theils in ſie hineingefaltete meſozoiſche Kalkſcholle löſt ſich an ihrer Oſtgrenze zwiſchen Nauders und dem Ortler in einzelne Fetzen auf und bildet nur noch iſolirte, gewaltig aufſtrebende Gipfelmaſſen, während die unteren Gehänge aus Gneiſs, Glimmerſchiefer und Hornblendeſchiefer beſtehen. Die Oſtgrenze der Ofener Kalkſcholle gegen das Oetzthaler Maſſiv iſt daher keine tektoniſche, ſondern eine Denudationsgrenze, d. h. die Kalkmaſſe iſt hier, wo ſie auf einer höheren Unterlage aufruht, durch die Eroſion der Gewäſſer in einzelne Schollen zerſchnitten. Hier nun, durch dieſe Zone der zerſchnittenen Kalkdecke zieht ſich ein faſt gerades, 28 km langes Thal von Nord nach Süd tief eingeſchnitten hindurch; die Hauptmaſſe der Kalkdecke liegt weiter weſtlich, nur ein iſolirter Vorpoſten derſelben, der Endkopf bei Graun, aus Hauptdolomit beſtehend, liegt öſtlich dieſer Thalfurche, ein Beweis, das die Bildung dieſes Thales in keiner urſächlichen Beziehung zu der Oſtgrenze des Ofener Kalkgebirges ſteht. Dieſes Thal der Reſchen-Scheideck iſt mit Ausnahme des genannten Endkopfes in kryſtalliniſche Geſteine eingeſchnitten. Dieſe ſind feinkörniger Biotitgneiſs, Glimmerſchiefer mit prächtigen Adern von bläulichem Quarz und fein gefältelter Chlorit- und Hornblendeſchiefer. Sie ſtreichen, in Übereinſtimmung mit den Schichten des Oetzthaler Maſſivs, mit einigen Abweichungen oſtweſtlich, alſo quer über das Thal hin, und ſtehen ſaiger oder ſteil nach Nord einfallend. Nur das nördlichſte Ende des Thales liegt ſchon in jener Mulde von Liaskalkſchiefern, welche den Inn abwärts begleitet. Das Thal iſt alſo ein vollkommenes Querthal, es ſetzt unbekümmert um das Streichen und den Wechſel der Geſteine gradlinig von Nord nach Süd hindurch. Auſser dem Umſtande, daſs die geologiſchen Verhältniſſe beider Seiten ſich entſprechen, wird das Einſchneiden des Thales durch Eroſion noch durch zahlreiche Terraſſen der Thalwände bewieſen (öſtliche Thalwand ſüdlich von Nauders; Tartſcher Bühel, Kloſter Marienberg bei Mals etc.).

Dieſes Thal nun ſchlieſst eine der ausgezeichnetſten Thalwaſſerſcheiden ein. Es wird nämlich nicht von einem Gewäſſer durchzogen, ſondern 9 km von ſeinem Nordende und 19 km von ſeinem Südende beſitzt es ſeinen höchſten Punkt, die Reſchen-Scheideck in 1495 m Meereshöhe, von wo nach Norden der Stille Bach zum Inn abflieſst, nach Süden die Etſch ihren Urſprung nimmt. Es trennt alſo dieſe Thalwaſſerſcheide das nördliche und das ſüdliche Abfluſsſyſtem der Alpen, das Gebiet des Schwarzen und des Adriatiſchen Meeres, und iſt doch ſo niedrig und ſo wenig ausgeprägt, daſs der unachtſame Wanderer ſie leicht überſchreiten könnte, ohne gewahr zu werden, daſs er damit die Südabdachung der Alpen erreicht hat. Zwiſchen

dem Rottenmanner Tauern im Oſten und den Liguriſchen Alpen im Weſten liegt auſser dem Brenner (1362 m) kein Punkt der Hauptwaſſerſcheide in den Alpen ſo niedrig, wie die Reſchen-Scheideck.

Verfolgen wir das Thal ſelbſt von ſeinem Nordende an. (Vergl. Fig. 30 u. 31.)

Fig. 30 u. 31.

Die obere Profillinie ſchneidet die öſtliche Thalwand in 2 km Entfernung vom Fluſſe.

In dem berühmten Finſtermünzpaſſe ſtrömt der Inn in einer furchtbaren von 1000 m hohen Wänden umſtarrten Schlucht, etwa 1000 m über dem Meer. In dieſe Schlucht ſtürzt ſich ſeitwärts von Südoſten der Stille Bach aus einer Meereshöhe von 1200 m in Waſſerfällen herab. Die Poſtſtraſse klimmt an den ſteilen Wänden zu ihm hinauf und wendet ſich dann in die enge Seitenſchlucht hinein, aus der er herausſchieſst, um ſich in den tief unten brauſenden Inn zu ſtürzen. Hat man hier Fort Nauders (1250 m) paſſirt, ſo erweitert ſich bald das Thal bei dem Flecken Nauders und zieht nun mit ſanftem Gefälle aufwärts mit ziemlich breitem Thalboden, der ſich allmählich von 600 auf 200 m verſchmälert. Von Nauders führt aus dem Thal des Stillen Baches eine flache Einſattelung nur etwa 40 m über demſelben nach Weſten zum Inn oberhalb des Finſtermünzpaſſes hinüber, die ſogenannte Norbertshöhe. Weiter thalaufwärts befindet man ſich zunächſt noch in den Liasgeſteinen, aber eine kleine etwa 30 m hohe Thalſtufe wird von zwei unbedeutenden Schutthügeln gekrönt, deren Material, halbgerundete kryſtalliniſche Schiefer, von Süden hergebracht iſt. Auf einem dieſer Hügel liegt Schloſs Naudersberg. Der Bach ſtrömt in Schnellen über die Stufe, an die linke Thalſeite gedrängt. Verfolgt man nun das Thal aufwärts, ſo ſieht man zunächſt einen groſsen, flachen Schuttkegel ſich aus mehreren kleinen Thälern von Oſten herausdrängen. Zugleich tritt man in die kryſtalliniſchen Geſteine ein und erblickt an der öſtlichen Thalwand drei deutliche Terraſſenſyſteme. Schon von Fort Nauders an ſind Terraſſen

bemerkbar, aber in dem Liaskalk ſind ſie ſchon ſehr verwiſcht. Man ſieht die Terraſſen hier ſtark nach Süden, alſo dem Bachlauf entgegen, ſich ſenken. Oberhalb des Schuttkegels wird der Thalboden von ebenen ſumpfigen Wieſen (den Tenderſer Wieſen) eingenommen; er iſt hier ca. 400 m breit. Der Bach ſchlängelt ſich träge hindurch. An einer Stelle wird das Thal durch zwei gerundete Hügel verengt, deren Beſchaffenheit man wegen ſtarker Bewachſung nicht zu erkennen vermag. Aber ſelbſt zwiſchen dieſen Hügeln beſteht der flache Wieſenboden in 80 m Breite, auch hier Serpentinen des Baches. — Jetzt nähern wir uns der Waſſerſcheide; der Wieſenboden, 300 m breit, erhebt ſich faſt unmerklich. Da zieht unerwartet ein Felsrücken mit durch vormalige Gletſcher gerundeter Oberfläche quer durch die Wieſen; der Stille Bach kommt diesſeits des Rückens aus einem weſtlichen Nebenthale heraus. In der Mitte weiſt der Felsrücken eine Lücke von etwa 100 m Breite auf, durch welche wie durch ein Thor der Wieſenboden ſich nach Süden hinabſenkt, ohne von einem ſichtbaren Gewäſſer durchfloſſen zu werden. Wir haben die Waſſerſcheide überſchritten. Dieſelbe liegt auf dem das Thal quer durchziehenden Felsrücken, aber in der Mitte, wo die Lücke iſt, zieht ſie ſich im Halbkreis nach Norden über die Wieſen hin, die ſich ſchon beträchtlich nördlich der Lücke nach dieſer hin, alſo nach Süden, ſenken. Die tiefſte Stelle der Waſſerſcheide liegt bei 1495 m; Schloſs Naudersberg in 6 km Entfernung 1369 m; alſo Gefälle = 1 : 48. — Das ganze Thal des Stillen Baches, von der Scheideck bis zur Schlucht des Fort Nauders, hat alſo ein ſehr geringes Gefälle; es iſt auſserdem breit und von Anſchwemmungen erfüllt. Auf der ganzen Strecke, mit Ausnahme der Thalſtufe bei Schloſs Naudersberg, erodirt der Stille Bach nicht, ſondern lagert ab. Die Schlucht und der Abſturz des Baches zum Inn ſteht dazu in ſcharfem Gegenſatz. Es iſt höchſt wahrſcheinlich, daſs dieſe Strecke neuerer Entſtehung iſt, daſs früher der Stille Bach über Norberts-Höhe, die noch etwas niedriger iſt als die Thalſtufe des Schloſſes Naudersberg (ſ. öſterr. Generalſtabskarte), abfloſs in den See, der nach Supan[1]) ehemals das Innthal bei Martinsbruck erfüllte, und daſs erſt nach Tieferlegung des Inn dann der Stille Bach ſeitlich durch die Schlucht von Fort Nauders angezapft wurde. Aber das bleibe dahingeſtellt, da es auch zunächſt mit unſerem Zwecke nichts zu thun hat.

Setzen wir nun unſeren Weg von der Waſſerſcheide nach Süden fort. Durch jene merkwürdige Lücke ſenkt ſich der Wieſenboden 20 m herab zum 500 m entfernten Reſchen-See

[1]) Studien. S. 22.

(1475 m), der die Südſeite des Felsrückens beſpült. Der See erhält ſeinen Zufluſs von Weſten durch den Rojenbach, der als eigentlicher Quellbach der Etſch anzuſehen iſt. Von hier erſtreckt ſich nun ein vollſtändig ebener Thalboden, 10 km lang, in derſelben Nordſüd-Richtung weiter. Er iſt breiter, als das Stillebach-Thal, nämlich durchſchnittlich 1100 m. In ihm liegen in einer Reihe hinter einander drei Seen: der Reſchen-, der Mitter- und der Haider-See, der letzte nur 30 m tiefer als der erſte. Sie ſollen noch in hiſtoriſcher Zeit zuſammengehangen haben; jetzt ſind ſie durch Schuttablagerungen getrennt, welche die Thalbäche der Oſtſeite gebildet haben. Alle drei werden von der Etſch durchfloſſen. Sie ſind augenſcheinlich ſehr flach, aber ihre Tiefe iſt noch nicht gemeſſen. Der Reſchen- wird vom Mitter-See geſchieden durch die Anhäufungen des Carlinbaches, des mächtigen Gletſcherwaſſers des Langtauferer Thales. Am Ausgang dieſes öſtlichen Nebenthales hat dieſer Bach einen ſanft geneigten Schuttkegel, auf dem Graun ſteht, weiter in das Etſchthal hinaus die ſumpfigen, deltaähnlichen Wieſen aufgeſchüttet, welche zwiſchen den beiden oberen Seen liegen. Durch dieſe Ablagerungen iſt die Etſch ganz an die weſtliche Thalwand gedrängt worden und flieſst hier ohne Einſchnitt. Die Trennung von Mitter- und Haider-See iſt den Schuttkegeln zweier Muhren zuzuſchreiben, welche ebenfalls von der Oſtſeite herabkommen. Hier flieſst die Etſch etwas wilder über groſse Blöcke, aber ebenfalls, obwohl ſehr waſſerreich, ohne Einſchnitt und an die weſtliche Thalſeite gedrängt. Am Ausfluſs des letzten der drei Seen, des Haider-Sees, angelangt (obwohl $10^1/_2$ km von der Waſſerſcheide entfernt nur 50 m tiefer als dieſe), ſieht man die Gefällsverhältniſſe durchaus andere werden. War bisher das Gefälle ein unmerkliches (1 : 333), ſo ſenkt ſich jetzt der Thalboden — immer noch nach Nord-Süden gerichtet — auf 8 km Entfernung bis Glurns von 1445 m auf 915 m herab, alſo um 530 m (1 : 15). Dieſe ſteile Strecke iſt die ſogenannte Malſer Haide. Gleich beim Ausfluſs aus dem See beginnen die Kaskaden und Schnellen der Etſch. Sie flieſst jetzt mit etwa 10 m tiefem Einſchnitt, wiederum an der rechten (weſtlichen) Thalſeite, denn die Malſer Haide hat nicht nur eine Neigung in der Längsrichtung, ſondern daneben auch eine ſolche nach Weſten. Sie wird nämlich gebildet durch einen gewaltigen Schuttkegel, der aus dem ſteilen Plawenthal, einem öſtlichen Nebenthal, hervorbricht und nicht allein an Ort und Stelle ſich aufgehäuft hat, ſondern noch weit thalabwärts ſich hinabzieht, verſtärkt durch den Schuttkegel des Planailthales. Dieſe Schuttmaſſen ſind von üppigen Wieſen bedeckt und aus den dunklen Schlünden der Muhren leuchten die weiſsen Kirchthürme einiger Ortſchaften hervor. — Wir haben anzunehmen,

daſs ehemals der Thalboden gleichmäſsiger von Glurns bis zur Waſſerſcheide anſtieg. Dann haben jene Schuttmaſſen, von der linken Seite in das Hauptthal hinabziehend, daſſelbe hoch hinauf erfüllend und dann nach abwärts ſich weithin abböſchend, im Laufe der Zeit die Etſch hinter ſich zu den Seen aufgeſtaut, die nun allmählich einem Zuſchüttungsproceſs erliegen. Es ſind echte Dammſeen, und die Malſer Haide ein Damm, wie er an Breite und Mächtigkeit wohl ſeines Gleichen ſucht.

Von Glurns, dem Fuſs der Malſer Haide, an beginnt die flache, von Sümpfen angefüllte Strecke des Etſchthales, welche durch den groſsen Kortſcher Schuttkegel ihren Abſchluſs findet. Bei Glurns wendet ſich zugleich das Etſchthal nach Südoſten und bald nach Oſten und erhält dadurch den Charakter eines Längsthales.

Wir finden alſo auf der Südſeite wie auf der Nordſeite der Reſchen-Scheideck die Thäler mehr oder minder hoch von Schuttmaſſen und Alluvien aufgefüllt und ſelbſt den waſſerſcheidenden Felskamm zum Theil in ihnen verborgen. Hier liegt alſo die Thalwaſſerſcheide zwiſchen zwei Gewäſſern, von denen das eine nicht mehr erodirt, ſondern ſein Thal ſchon verbreitert, das andere ſogar ſo an Kraft nachgelaſſen hat, daſs es die von den Seiten hereingebrachten Schuttmaſſen nicht aus ſeinem Thal entfernen kann, ſodaſs dieſes, früher tiefer eingeſchnitten, jetzt ſchon zu bedeutender Höhe aufgefüllt iſt. Das ſcheint übrigens der Etſch auf ihrem ganzen Laufe eigenthümlich zu ſein. Es iſt ein unter den Alpenflüſſen gewiſs einzig daſtehender Fall, daſs die Etſch von ihrem Quellſee, dem Reſchen-See, an auf ihrem ganzen Laufe nur an einer einzigen Stelle über anſtehenden Fels ſtrömt,[1]) nämlich in den Töllkatarakten oberhalb Meran, und auch hier nur durch einen Schuttkegel zur Seite gedrängt. Sonſt bewegt ſie ſich auf ihrem ganzen Laufe nur auf Schuttablagerungen. Es liegt daher nahe, die Urſache, welche dieſes Nachlaſſen an Kraft bei der Etſch und infolge deſſen die Schuttablagerungen in ihrem Thale hervorgerufen hat, welche ſie auch immer ſei, auch für die Exiſtenz der Thalwaſſerſcheide an der Reſchen-Scheideck verantwortlich zu machen, indem ſie auch dort eine Anhäufung hervorrief, welche die Niveauunterſchiede bis zu dem geſchilderten Grade ausglich. Freilich bleibt dabei Vorausſetzung, daſs ſchon vorher die Waſſerſcheide ſoweit erniedrigt war, als jetzt der Felskamm der Reſchen-Scheideck ſich befindet, und die Thäler tiefer ausgearbeitet waren als heutzutage. Nehmen wir an, dies ſei durch Eroſion der Gewäſſer, wie ſie heute ver-

[1]) Simony, Alluvialgebilde des Etſchthales.

laufen, geſchehen. Beim Etſchthal macht uns das keine Schwierigkeit. Wenn wir uns die im Etſchthale aufgehäuften Schuttmaſſen entfernt denken, ſo darf das Gefälle des Felsbodens des Thales von der Reſchen-Scheideck bis Glurns unter unſerer Vorausſetzung nicht flacher ſein, als es der Eroſionskraft eines mäſsigen Gewäſſers, wie der Etſch, entſpricht. Nun beträgt das Gefälle des Langtauferer Thales, welches in der Nähe der Reſchen-Scheideck in das Etſchthal mündet und dieſem ſeine Hauptwaſſermaſſe liefert, vom Gletſcher bis zum Beginn der Schuttmaſſen des Etſchthales 1 : 22. Wenn wir uns dies Gefälle im Etſchthal gleichmäſsig nach abwärts fortgeſetzt denken, ſo bekämen wir bei Glurns eine Tiefe der erodirten Thalſohle unter der heutigen aufgefüllten von 160 m. Wenn man aber bedenkt, daſs das Gefälle einer erodirten Thalſohle nach unten zu naturgemäſs abnimmt und daſs dieſe Abnahme auf einer Strecke von 17 km ſehr bedeutend ſein muſs, wird jener Höhenunterſchied von 160 m noch beträchtlich verringert werden müſſen. Da ferner jedenfalls die Schuttbedeckung der Thalſohle bei Glurns auch eine bedeutende Mächtigkeit beſitzt, ſo kann man wohl mit Recht ſagen, daſs das heutige Gefälle von der Reſchen-Scheideck bis Glurns nicht ſo flach iſt, daſs nicht die unter den Schuttmaſſen begrabene Thalſohle von feſtem Fels nur durch die Etſch hätte ausgetieft werden können, ohne daſs wir eine andere Fluſsvertheilung vorausſetzen müſsten. — Das Thal des Stillen Baches macht uns dagegen groſse Schwierigkeiten, wenn wir annehmen wollen, daſs es bei der heutigen Lage der Waſſerſcheide erodirt worden iſt. Sein Gefälle iſt bis Nauders ſehr gering, und doch kann die Schuttbedeckung nicht mächtig ſein, da die Thalſohle nie ſehr breit wird; der erodirte Felsgrund des Thales muſs daher ebenfalls geringes Gefälle beſitzen. Das würde darauf hindeuten, daſs die Waſſerſcheide im Thalzuge Nauders-Glurns ehemals weiter ſüdlich lag; dem entgegen aber ſprechen die ſüdlich geneigten Terraſſen an der Thalwand des Stillen Bache; und doch iſt wiederum nicht einzuſehen, wie der Stille Bach mit ſeinem geringen Gefälle eine Verſchiebung der Waſſerſcheide nach Süden hätte bewirken können. Es haben alſo wahrſcheinlich Verſchiebungen ſtattgefunden, vielleicht gröſsere und wechſelndere, als man jetzt ſchon ausſprechen darf; welcher Art dieſe Verſchiebungen waren, muſs noch dahingeſtellt bleiben. Bleibt alſo die Urſache der tiefen Lage des waſſerſcheidenden Rückens der Reſchen-Scheideck noch unaufgeklärt, ſo iſt ihr Charakter als Thalwaſſerſcheide bedingt, nicht durch dieſe niedrige Lage, ſondern durch die beiderſeitigen Schuttablagerungen, welche den waſſerſcheidenden Felsrücken einhüllten und das Gefälle zu beiden Seiten desſelben reducirten.

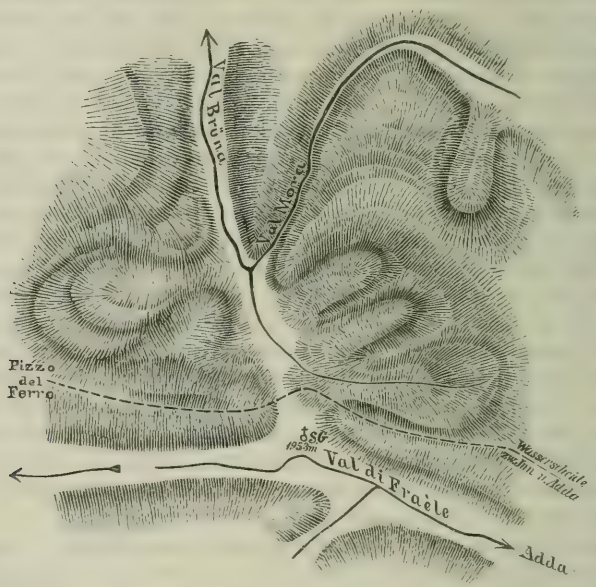
San Giacomo di Fraèle und Doſſo rotondo. Im ſüdlichen Theil des Ofener Kalkgebirges, wo es ſeine gröſste Breite erreicht, findet ſich ein anderes Vorkommniſs. Hier ſind die Sedimentformationen in eine Anzahl von, zum Theil nach Süden überkippten Falten zuſammengelegt, welche mit groſser Regelmäſsigkeit von Weſtnordweſt nach Oſtſüdoſt, parallel der Südgrenze der ganzen Kalkſcholle, ſtreichen. Dieſer Bau ſpiegelt ſich in den orographiſchen Verhältniſſen ab. Eine Reihe von Kämmen, die eine Maximalhöhe von 3200 m erreichen, wechſeln mit dazwiſchen liegenden Längsthälern, alle mit der angegebenen Streichrichtung. Jedoch ſind dieſe Längsthäler durchaus nicht im Gebirgsbau vorgezeichnete Muldenthäler, da ſie ebenſo wohl auf geologiſchen Mulden- wie auf Sattellinien ſich hinziehen, ſondern ſie ſind echte Eroſionsthäler, denen nur durch die Streichrichtung der Geſteine und ihre verſchiedene Härte ihre Richtung angewieſen wurde. Auſser dieſen Längsthälern giebt es aber auch mehrere Quer- und Diagonalthäler, die ganz unbekümmert um die Streichrichtung mehrere Kämme und Längsthäler kreuzen und die Abflüſſe der letzteren in ſich aufnehmen. Zu dieſen gehört vor Allem das Val di Livigno, vom Spöl-Fluſs durchſtrömt, der in der Nähe des Bernina-Paſſes entſpringend in auffallend gerader Richtung nach Nordnordoſt flieſst, bis er das Längsthal des Ofen-Paſſes erreicht und dann der Richtung dieſes folgend ſich nach Weſten dem Inn zuwendet. Mit dieſer Komplikation von Quer- und Längsthälern, die drei Fluſsſyſtemen (dem Inn, der Etſch, der Adda) tributär ſind, iſt natürlich ein ſehr unregelmäſsiges Fluſsnetz mit vielfach gekrümmten Waſſerſcheiden verbunden. Hier iſt nun der Ort einer merkwürdigen, bisher kaum beachteten Thalwaſſerſcheide, nämlich der von San Giacomo di Fraèle.[1])

Die Adda betritt den Thalkeſſel von Bormio durch die enge Felsſchlucht des Val Braulio, in der ſie ſich mit dem vom Stilfſer Joch kommenden Bache vereinigt. In dieſe Schlucht fällt ſie von Weſten her aus dem Val di Fraèle, welches dem Schichtenſtreichen Weſtnordweſt—Oſtſüdoſt, und zwar ziemlich genau der Linie einer ſteil nach Süden überkippten Mulde von Liaskalkſchiefern im Hauptdolomit folgt. Dieſes Längsthal iſt weit und wird von dem Fluſſe in breitem verſandetem Bett durchſtrömt; aber zu beiden Seiten erheben ſich furchtbar ſteile und zerriſſene Wände von röthlich verwitterndem Dolomit und ſchwarzgrauem Kalkſchiefer mit gewaltigen, kahlen Schutthalden

[1]) Dieſelbe iſt vielfach auf den gröſseren Karten nicht zu finden, da an ihrer Stelle meiſt ein mehr oder minder hoher Bergkamm eingezeichnet wird (z. B. auf der Randegger'ſchen Alpenkarte).

zu ihren Füſsen. Nur einmal hat die Adda eine Thalſtufe ausgerundeten Felshökern zu überwinden, welche ſie in enger Klamm durchſtrömt, dabei behält aber das Thal ſelbſt die gleiche Breite. Oberhalb zeigen ſich nach Oſten geneigte Terraſſen. Erſt hinter dem weltverlaſſenen Oertchen San Giacomo wird das Thal ſteiler und bald ſind nun die Quellen der Adda erreicht. Aber eben bei dieſem San Giacomo, wo die junge Adda zuerſt das breite Val di Fraèle betritt, öffnet ſich nach Norden eine breite Breſche in der Thalwand deſſelben, von noch gröſserer

Fig. 32.



Weite als ſelbſt das Val di Fraèle. Die Breſche iſt ſenkrecht zum Addalauf und zum Schichtenſtreichen gerichtet und geht faſt zum Niveau der Adda hinab. Ein beinahe 1 km breiter Thalboden zieht ſich von der Adda in die Breſche hinein, gebildet durch mehrere, ſehr flache, dürftig bewaldete Schuttkegel, welche ſich aus einigen Schluchten der öſtlichen Wand der Breſche in dieſe hinabziehen (Fig. 32). Nur wenig, etwa 20 m, und faſt unmerklich hat man von der Adda in dieſes Thal hineingehend zu ſteigen, dann ſteht man auf der Waſſerſcheide (1960 m) und begegnet nun leicht eingeſchnittenen Waſſerriſſen, die ſich nach Norden zu hinabſenken, alſo nicht mehr der Adda tributär ſind. Das Thal zieht ſich langſam ſinkend nach Norden hinab, Val Brüna und weiterhin Val del Gallo benannt, und

vereinigt ſich an der Schweizer Grenze mit dem Spöl, der dem Inn zufließt.

Etwa $2^1/_2$ km von der Adda entfernt mündet in dieſe Breſche in ſpitzem Winkel eine enge Schlucht, das Val Mora, aus der ein mächtiger Bach herausſtrömt. Dieſer weiſt in ſeiner Richtung gerade auf die Adda hin, von der er nur durch jenen niedrigen Thalboden von San Giacomo getrennt iſt; aber noch kurz ehe er denſelben betritt, dreht er ſich mit einer Wendung von 330° in faſt die entgegengeſetzte Richtung in das Val Brüna hinein nach Norden, alſo zum Inn. Das Val Mora iſt eine furchtbare Trümmerwildniſs. Der Dolomit verwittert ungemein und ſendet gewaltige Maſſen von Schutt herab, aber trotzdem vermag der Bach ſich ſeinen Lauf frei zu halten und ſich noch in anſtehenden Fels einzugraben. Das wird anders, wenn wir ihn weiter aufwärts verfolgen. Da wendet ſich das Thal nach Oſtſüdoſten; es iſt alſo wieder Längsthal, genau parallel dem Addathal, aber in der entgegengeſetzten Richtung entwäſſert. Es heiſst Val da Fraèle (nicht zu verwechſeln mit dem Val di Fraèle, dem Addathal). Es iſt breit, mit ziemlich ebenem Thalboden und groſsen von Norden herabziehenden Schuttkegeln. Hier alſo keine Eroſion, ſondern Ruhe in der Thalbildung, weiter abwärts ſtarke Eroſion. Verfolgen wir unſeren namenloſen Bach des Val Mora noch weiter hinauf, ſo haben wir uns nur noch wenig zu erheben; abwechſelnd runde Felshöker und ebene Moorwieſen überſchreitend, während ſich der Bach meiſt in breitem Schuttbett dahinſchlängelt, gelangen wir endlich an die Waſſerſcheide, den Dosso rotondo 2240 m. Der hier noch kleine Bach kommt von den ſüdlichen wilden Dolomitbergen herunter; aber ziemlich weit rechts von ihm, mitten aus ſumpfigen Wieſen, die niedriger als der Bach ſind, erhebt ſich ein ſeltſamer runder Felsthurm von anſtehendem, rothen Verrucano, von einer alten bachbettartigen Einſenkung umzogen. Leicht wird hier erſichtlich, daſs einſt der jetzt zum Eroſionsſtillſtand gekommene Bach mit ſtarker Strömung hier vorbeifloſs und dieſen iſolirten Pfeiler loszutrennen vermochte. Und das beſtätigt der ganze Habitus des Thales, zu deſſen Breite das jetzige kleine Wäſſerchen in keinem Verhältniſſe ſteht. Sehen wir uns nach der Urſache dieſer Abnahme um. In wenigen Schritten haben wir die runden Felshöker der Waſſerſcheide erreicht und ſehen nun das Thal in derſelben Richtung weiter fortziehen, jetzt aber ſteil nach Oſten ſich herabſenkend. Zur Rechten erhebt ſich der trotzige Monte Praveder, und an ihm zieht ſich eine deutliche Terraſſe hin, nach Weſten nach dem Doſſo rotondo hin ſich ſenkend. Von ihr ſtürzt ein Bach hinab in die ſteile Schlucht zu unſeren Füſsen, die ſich bald nach Nordoſten wendet und zum Münſterthal, dem Etſchgebiet

zugehörig, hinzieht. Es ist der erste Eindruck, den man hier empfängt, dass ehemals die Wasserscheide unseres Längsthales viel weiter östlich, als jetzt am Dosso rotondo, lag und dass die Abflüsse des Monte Praveder damals dem Bache des Val Mora zugute kamen; später wurde aber der obere Theil des Längsthales durch das vom tiefen Münsterthal her sich einschneidende, noch jetzt sehr steile und im Rückwärtsschneiden begriffene Val Vau erreicht und abgelenkt. Dadurch das Aufhören der Erosion unseres namenlosen Baches! — Es liegt hier eine ähnliche Erscheinung vor, wie am Maloja-Pass, nur dass hier durch die Abschneidung des Oberlaufes nicht Seen, wie im Oberengadin, sondern nur Schuttablagerungen und Sümpfe in dem beeinträchtigten Thale entstanden sind.

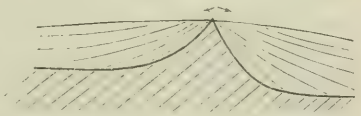
Obwohl also der Bach des Val Mora einen Theil seines Zuflusses verloren hat und im Oberlauf nicht erodirt, thut er dies in der geschilderten südwärts gerichteten Strecke, bevor er das Val Brüna erreicht. Dies kann nur durch Tieferlegung seiner Erosionsbasis gedeutet werden und diese nur durch Veränderung seines Laufes, auf welche auch seine eigenthümliche scharfe Umbiegung in jenes Thal hinein hinweist. Das Wahrscheinlichste ist, dass er ehemals über den Thalboden von San Giacomo der Adda zufloss, später von Norden her in das Val Brüna abgelenkt wurde. Dadurch konnten sich nun in dem wasserlosen Thalboden die Schutthalden herausbilden, welche hier die Wasserscheide zwischen Adda- und Inngebiet tragen. Jedenfalls haben auch die Gletscher mit eingegriffen, deren Spuren in dieser Gegend trotz des für die Erhaltung ungünstigen Materials reichlich vorhanden sind: Rundhöker und Gletscherschliffe im Val Braulio, Val di Fraèle, am Dosso rotondo; Moränen im Val Viola und bei Premadio; Dioritporphyrblöcke aus der Gegend des Berninapasses bei San Giacomo (!) u. a. m. Aber die erodirende Thätigkeit der Gletscher und ihr Einfluss auf die Ausgestaltung dieser Gegend entzieht sich noch jeder Beurtheilung.

Entstehung der Thalwasserscheiden. Wir haben hier einige Beispiele von Thalwasserscheiden kennen gelernt, die sich gerade aus dem Ofener Dolomitgebirge noch sehr vermehren liessen. Aber auch andere Theile der Alpen sind reich an solchen Vorkommnissen. Besonders günstige Bedingungen für Bildung von Thalwasserscheiden sind dort gegeben, wo, wie im Ofener Gebirge, Längs- und Querthäler sich kreuzen und mit einander abwechseln; so sind die bayerischen und nordtiroler Kalkalpen, der Schweizer Jura, das südliche China [1]) Länder, die diesen Charakter tragen und reich an Thalwasserscheiden sind. Auch

[1]) v. Richthofen, China II, S. 26 f.

im Himalaya fehlen ſie nicht. Suchen wir die Vorgänge, durch welche Thalwaſſerſcheiden gebildet werden können, kurz zuſammenzuſtellen! Neuerdings hat v. Richthofen [1]) mehrere ſolche Vorgänge angeführt, während Supan, der dieſe Frage in ſeinen „Grundzügen der Phyſiſchen Erdkunde“ S. 314 berührt, als weſentlich nur zwei Urſachen beibringt: Abtragung der Waſſerſcheide durch zwei entgegengeſetzt arbeitende Flüſſe und Anzapfung eines Fluſſes durch den anderen. Wir haben ſchon geſehen, daſs der erſte Vorgang nur zur Bildung ſcheinbarer Thalwaſſerſcheiden führen kann (S. 80). Dieſe ſcheinbaren Thalwaſſerſcheiden liegen faſt immer in der ununterbrochenen Richtung der benachbarten Kammwaſſerſcheiden. Zu dieſer Klaſſe gehört wohl auch der von Supan als Typus einer Thalwaſſerſcheide aufgeführte Brenner, [2]) wie überhaupt die meiſten bedeutenderen Alpenpäſſe. Solche faſt zu Thalwaſſerſcheiden erniedrigte Kammwaſſerſcheiden können aber in echte Thalwaſſerſcheiden verwandelt werden, wenn durch irgend eine Urſache, ſei ſie klimatiſch, ſei ſie orographiſch, die Waſſerkraft der beiden Gewäſſer vermindert oder die Schuttbildung an den Thalgehängen vermehrt wird, ſodaſs die beiden Flüſſe nicht mehr im Stande ſind, die in ihren Thälern ſich aufhäufenden Schuttmaſſen zu entfernen. Dann werden dieſe Thäler erhöht (Fig. 33). Es entſtehen in ihnen Moorwieſen und Dammſeen, die allmählich ausgefüllt werden, und das Gefälle an der Waſſerſcheide wird gering. Auf dieſe Weiſe iſt, wenigſtens ſehr wahrſcheinlich, die Thalwaſſerſcheide der Reſchen-Scheideck entſtanden.

Fig. 33. (Profil.



Die häufigſte Entſtehungsurſache iſt wohl die Anzapfung eines Fluſſes durch den anderen. Die Art dieſes Vorganges wurde ſchon oben (S. 55 ff.) behandelt. Die Anzapfung kann entweder eine ſeitliche, oder eine entgegengeſetzte ſein. Wird ein Thal von der Seite her durch einen rückwärts ſchneidenden Fluſs erreicht und von nun an in denſelben entwäſſert, ſo entſteht an der Ablenkungsſtelle eine Thalwaſſerſcheide, welche das urſprünglich einheitliche Thal ſcheidet in den Theil, der ſeine alte Abfluſsrichtung beibehält, und den Theil, der der neuen tributär geworden iſt. Auf dieſe Weiſe, ſahen wir, iſt vielleicht die Thalwaſſerſcheide bei San Giacomo di Fraèle entſtanden, doch ſpreche ich dies nur als Vermuthung aus. Es ſind dies Thalwaſſerſcheiden in trockenen Thal-

[1]) Führer. S. 698 f.
[2]) Studien. S. 35 f.

bifurkationen (vergl. S. 56). Eine beſondere Abart iſt diejenige, die wir am Stilfſer Joch kennen gelernt haben (S. 56), wo nur ein Theil der Thalwäſſer ſeitwärts abgelenkt wurde (naſſe Thalbifurkation). Es iſt das Vorſtadium der vollſtändigen Ablenkung. — Solche durch ſeitliche Ablenkung entſtandene Thalwaſſerſcheiden werden wieder zerſtört und in einſeitige Thalwaſſerſcheiden (ſ. u.) übergeführt, wenn nach der Ablenkung die Tieferlegung noch bedeutend fortſchreitet — was faſt ſtets der Fall ſein mufs (ſ. S. 57). Beſonders häufig ſind ſo entſtandene Thalwaſſerſcheiden, wie ſchon geſagt, in Faltengebirgen, in denen Längs- und Querthäler mit einander wechſeln. Aber auch in dem Norddeutſchen Flachlande ſind ſie häufig. Dort ſind zahlreiche alte oſtweſtliche Fluſsläufe konſtatirt [1]), die jetzt nur noch ſtreckenweiſe von Flüſſen benutzt werden, da die allgemeine Abfluſsrichtung jetzt eine nördliche iſt. Wodurch die Ablenkung verurſacht wurde, iſt noch unentſchieden; aber durch dieſe Fluſsverlegungen ſind zahlreiche Thalwaſſerſcheiden geſchaffen (z. B. im Thal der Fuhne bei Zehbitz ſüdlich Köthen) [2]).

Die entgegengeſetzte Ablenkung beſteht darin, daſs von zwei Flüſſen, die entgegengeſetzt von einer Waſſerſcheide herabflieſsen, der eine ſtärker erodirt als der andere und ſich ſo rückwärts in deſſen Thal einſchneidet und ihm allmählich ſeinen Oberlauf abtrennt. Auf dieſe Weiſe kommen Thalwaſſerſcheiden zur Ausbildung, die nur nach einer Seite hin, nämlich nach der Seite des ſchwächeren Fluſſes, den Charakter einer ſolchen beſitzen, nach der anderen aber ſteil abfallen (einſeitige Thalwaſſerſcheiden, ſ. Fig. 24 u. S. 76). Einen ſolchen Fall hat uns Heim im Maloja kennen gelehrt, einen ähnlichen haben wir im Dosso rotondo S. 91 beſprochen.

Die Ablenkung eines Fluſſes in einen anderen, der ſich ihm durch Rückwärtsſchneiden genähert hat, geſchieht häufig, wie Penck [3]) mit Recht bemerkt, nicht unmittelbar durch jenen Vorgang, ſondern wird durch Thalaufſchüttung des abzulenkenden Stromes vermittelt. Aber auch dieſe Aufſchüttungen allein können in ziemlich ebenen Gegenden und namentlich unter parallel flieſsenden Flüſſen Ablenkungen des einen in den anderen und dadurch die Entſtehung von Thalwaſſerſcheiden bewirken. Dies iſt in zahlreichen Fällen während der Eiszeit auf dem nördlichen Vorlande der Alpen und dem ähnlich gebildeten

[1]) Vergl. Delitſch, Deutſchl. Oberfl. S. 14 ff. u. Karte.

[2]) Laspeyres, Erläut. z. Sect. Zörbig. Wir haben es hier wohl mit einer Zerlegung eines früher einheitlich flieſsenden Fluſſes zu thun durch Veränderung der ſehr geringen Gefällsgröſsen. Ganz ähnliches zeigt der eigenthümliche Steppenfluſs Manytſch nördl. des Kaukaſus.

[3]) Verh. d. Geſ. f. Frdk. z. Berl. XI. 1884. S. 52.

der Pyrenäen geſchehen; die Folgen davon ſind die zahlreichen Thalwaſſerſcheiden dieſer Gegenden.

Auch die Gletſcher können direkt, abgeſehen von ihren Aufſchüttungen, durch Veränderungen der Fluſsläufe Thalwaſſerſcheiden erzeugen. Wenigſtens geſchah dies nach Rütimeyer bei der ausgezeichneten Thalwaſſerſcheide bei Sargans, ein Fall, den wir ſchon S. 69 erwähnten.

Als Verwitterungserſcheinungen ſind die Thalwaſſerſcheiden am Fuſse von Escarpements in Gebieten flacher Lagerung anzuſehen. Solche Steilabbrüche flach geneigter Schichten ſcheinen zu ihrer Entſtehung weniger der Eroſion des flieſsenden Waſſers zu bedürfen, von deſſen Richtungen ſie im Gegentheil ſehr unabhängig verlaufen, als vielmehr durch atmoſphäriſche Eroſion gebildet zu werden. Ganz klar iſt ihre Bildungsweiſe auch nach den trefflichen Ausführungen von Ramſay[1]) noch nicht. Wo die Escarpements den Fluſsläufen nicht parallel ſind, werden ſie an ihrem Fuſse von langgezogenen Thalmulden begleitet, welche oft ganz trocken ſind, oft von Gewäſſern entgegengeſetzter Richtung nach zwei Seiten entwäſſert werden; zwiſchen beiden liegt dann eine Thalwaſſerſcheide. Dieſe ſind im nordfranzöſiſchen und im engliſchen Becken ſehr häufig (z. B. bei Liffol zwiſchen Chaumont und Neufchateau, Dép. Haute-Marne, am Fuſse des Escarpements des oberen Jura; mit Bifurkation bei Buzancy, Dép. Ardennes, am Fuſse des Kreide-Escarpements).

Eine ganz andere Klaſſe von Thalwaſſerſcheiden ſind diejenigen, welche ſich in tektoniſchen Thälern befinden, die nicht weſentlich durch Eroſion umgeſtaltet ſind. Für dieſe wäre es natürlich vergeblich, eine Urſache in der Kombination von Eroſionsvorgängen zu ſuchen; ſie ſind eben in dem Bau der Faltenmulde, der Verwerfung oder der Vertiefung in einer aufgehäuften Maſſe begründet, welcher dem Thale von vornherein eine doppelte Abdachung verliehen hat.

v. Richthofen[2]) führt auſserdem als Entſtehungsurſache noch an: Abſenkungen quer gegen die Streichrichtung eines Thales, epigenetiſche Thalbildung, chemiſche Auflöſung der Geſteine.

[1]) Phys. Geol. p. 336 ff.

[2]) Führer. S. 699. Die ebendaſ. S. 696 f. gegebene Eintheilung der Thalwaſſerſcheiden in eigentl. Thalwaſſerſcheiden, Furchenwaſſerſcheiden und Beckenwaſſerſcheiden iſt zwar von hohem morphologiſchem Werthe, aber nicht genetiſch anzuwenden; denn wenigſtens die beiden letzten Arten können auf verſchiedene Weiſe entſtanden ſein. Auch müſste ſie wohl noch erweitert werden; ſo können z. B. die Thalwaſſerſcheiden in Thalbifurkationen, wie die von San Giacomo di Fraèle, in keine der drei Gruppen untergebracht werden.

Das ſind einige Arten der Enſtehung von Thalwaſſerſcheiden. Es iſt aber keineswegs ausgeſchloſſen, daſs nicht noch andere gefunden werden könnten. Jedenfalls ſind die Thalwaſſerſcheiden, wo auch immer ſie ſich finden, eines eingehenden Studiums werth, ſowohl wegen des Intereſſes, welche die Erſcheinung an und für ſich beſitzt und der weittragenden Schlüſſe, welche die Erforſchung ihrer Urſachen auf die geologiſche Entwicklung des betreffenden Gebietes zu machen erlaubt, als auch wegen der groſsen Bedeutung, welche Thalwaſſerſcheiden für die ganze organiſche Welt eines Gebirges beſitzen. Kein Kammübergang kann ſich an Bequemlichkeit und in der Regel auch an niedrigem Niveau mit Thalwaſſerſcheiden meſſen; ſie bilden die leichteſten Verkehrslinien in den Gebirgen für die Menſchen, wie für die Wanderungen der anderen Organismen. Je reicher ein Gebirge an Thalwaſſerſcheiden iſt, deſto zugänglicher und bevölkerter pflegt es zu ſein. In der That kann man wohl nirgends bequemer vom Nordabhang zum Südabhang der Alpen gelangen, als über die Reſchen-Scheideck; und wenn dieſe bisher nicht ſo verkehrreich geweſen iſt, als man erwarten könnte, ſo lag das weſentlich an der Länge der Wege, die zu ihr hinführen und die durch ihre Ausdehnung zum groſsen Theil den Vortheil wieder aufhoben, den ihre leichte Gangbarkeit gewährte. Von der Thalwaſſerſcheide von San Giacomo di Fraèle, die jetzt in einer der menſchenleerſten Gegenden der Alpen liegt, ſagt Theobald[1]), daſs über ſie einſt eine der beſuchteſten Handelsſtraſsen zwiſchen Italien und Deutſchland geführt habe.

C. Eigenschaften der Horizontalprojektion.[2])

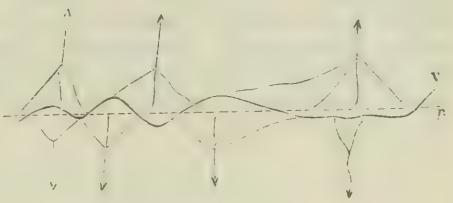
1. *Gradliniger Verlauf.* Die von der Eroſion nicht erreichte Waſſerſcheide verläuft, wie ſie nur geringe Niveaudifferenzen aufweiſt, ſo auch mehr oder weniger weite Strecken gradlinig oder in ſanften Biegungen und zeigt nur ſolche Abweichungen, die ihr ſchon bei ihrer erſten Anlage angewieſen wurden. Doch tritt bei extremer Flachheit der Waſſerſcheide, wodurch eine Stagnation oder doch ein ſehr langſamer Abfluſs in ihrer Nähe erzeugt wird, ein unbeſtimmter, unregelmäſsiger und verworrener Verlauf der Waſſerſcheide auf.

2. *Zickzackförmiger Verlauf.* Im Gegentheil nimmt die von der Eroſion zugeſchärfte Waſſerſcheide, wie ein zackiges Längsprofil, ſo auch einen zickzackförmigen Verlauf an. Nicht das zackige Längsprofil, wohl aber der gewundene Verlauf bliebe vermieden, wenn die Waſſerrinnen auf beiden Seiten gleich ver-

[1]) Theobald u. Weilenmann, Bäder v. Bormio, I, S. 36.
[2]) Vergl. v. Richthofen, Führer, S. 699 ff.

theilt wären, wenn der Urſprungsſtelle der einen ſtets die der anderen gegenüber läge und ſtets beide gleich ſtark erodirten. Da dies natürlicher Weiſe nicht der Fall ſein kann, ſo fallen die Punkte ſtärkſter Eroſion der einen Seite nicht mit denen der anderen Seite zuſammen: es entſteht alſo an jedem Punkte der Waſſerſcheide eine Verſchiebung nach der ſchwächer erodirten Seite hin; da dieſe dort die eine, dort die andere iſt, ſo bildet ſich ein unregelmäſsiger Zickzackverlauf der Waſſerſcheide heraus (Fig. 34).[1])

Fig. 34. (Karte.)



p primare, v verſchobene Waſſerſcheide.

3. *Ueberſpringender Verlauf.* Eine Steigerung dieſer Erſcheinung bietet die von einer Kette zur anderen überſpringende Waſſerſcheide. Dieſelbe kann primär ſein, z. B. in Gebieten locker geſtellter Falten; oder aber ſie kann durch ſpätere Verſchiebung durch Zurückſchneiden des Quellgebietes eines Gewäſſers bis zu einer zurückliegenden Kette oder durch verſchieden ſtarke Beeinfluſſung der Gewäſſer von Seiten nachträglich gebildeter Dislokationen verurſacht ſein.

4. *Strahlenförmiger Verlauf.* Bei einer Virgation, wie ſie ſo häufig gegen das Ende eines Faltengebirges Platz greift, wo die einzelnen Ketten wie Aeſte aus einem gemeinſamen Stamm ausſtrahlen, da löſt ſich natürlich auch die Hauptwaſſerſcheide in mehrere fächerförmig auseinander gehende Waſſerſcheidelinien auf, von denen meiſt mehrere einander äquivalent ſind.

5. *Centrale Waſſerſcheiden.* Bisher haben wir ſtets Waſſerſcheiden als Linien kennen gelernt. Es giebt auch Fälle, wo die Waſſerſcheide ein Punkt oder doch eine durch ihre Kürze einem Punkte angenäherte Linie iſt, und zwar iſt dies für radial entwäſſerte Gebiete charakteriſtiſch, vor allen für central gebaute Vulkangebirge (Vogelsberg).

D. Zuſammenfaſſung.

Die drei Kategorien morphologiſcher Eigenſchaften der Waſſerſcheiden, welche ſoeben beſprochen wurden, ſtehen, wie wir geſehen haben, im engſten Zuſammenhange. Sowohl

[1]) Vergl. Gilbert, Henry Mts., p. 121.

Querprofil, als Längsprofil wie auch der Verlauf der Waſſerſcheiden ſind gleicherweiſe bedingt durch die Art der erſten Anlage und der Einwirkung der Eroſion. Was dieſe Einwirkung betrifft, ſo iſt für die durch Eroſion nicht angegriffene Waſſerſcheide charakteriſtiſch flacher oder konvexer Querſchnitt, geringe Höhenunterſchiede, in der Regel ziemlich gerader Verlauf; für die einſeitig erodirte Waſſerſcheide iſt ebenfalls geringer Höhenunterſchied, nicht zu gewundener Verlauf, aber unſymmetriſcher Querſchnitt die Regel; die beiderſeitig erodirte Waſſerſcheide beſitzt dagegen zugeſchärften Querſchnitt, gezacktes Längsprofil, gewundenen Verlauf; wo nachher bereits die beiderſeitige Eroſion zur Ruhe gekommen iſt, ſtellt ſich durch Verwitterung wieder ein flacher oder konvexer Querſchnitt ein.

Vierter Abſchnitt.

Verlauf der Waſſerſcheiden in verſchieden gebauten Erdräumen.

Wurde in den vorhergehenden Abſchnitten verſucht, in theoretiſcher Weiſe die geſtaltenden Faktoren für die Waſſerſcheiden aufzufinden, ſo ſoll nun in allerdings nur flüchtiger Ueberſicht zu erkennen geſucht werden, auf welche Weiſe dieſe Faktoren in den verſchieden gebauten Erdräumen auf die Waſſerſcheiden wirken, welche Eigenthümlichkeiten der Waſſerſcheiden infolge deſſen den verſchiedenen tektoniſchen Typen, welche die Erdkruſte aufweiſt, vorzugsweiſe zukommen. Um nicht zu ſehr ins Einzelne gehen zu müſſen, was der Rahmen dieſer Studie nicht dulden würde, empfiehlt es ſich, nur wenige Hauptklaſſen von Erdgebieten in dieſer Hinſicht zu prüfen, und ich wähle als ſolche die drei wichtigſten, nämlich Abraſionsflächen, Schollenländer, Faltengebirge. Unter den Begriff „Schollenländer“ wollen wir hier Schichtungstafelländer und Verwerfungsgebiete zuſammenfaſſen, da zwiſchen beiden eine Grenze kaum feſtzuhalten iſt; denn es giebt wohl kaum Schichtungstafelländer, die gänzlich frei von Verwerfungen wären. Freilich ſind dies Gruppen, die ſich nicht gegenſeitig ausſchlieſsen: ein Schollenland kann abradirt oder ein Abraſionsplateau in einzelne Schollen verworfen ſein; mitten in Schollenländern kommen ja ſo häufig kleine Faltenſyſteme vor. Aber wo gäbe es in der Geographie Klaſſifizirungen von ſchärferer Abgrenzung? Es wird doch ſtets jedes Land den einen oder anderen Typus vorwaltend aufweiſen.

A. Die Wasserscheiden auf Abrasionsflächen.

Die Abrasionsflächen sind als Verebnungen zu charakterisiren, welche nicht in den Lagerungsverhältnissen begründet, sondern durch die Brandung des Meeres erzeugt sind und sich durch verhältnismässig geringe und sanft geformte Niveauunterschiede kennzeichnen. Sie sind von den Sedimenten des Meeres, welches die Abrasion erzeugt hat, gar nicht oder nur in geringem Masse bedeckt, sodass die Abrasionsfläche selbst den Charakter der Erdoberfläche bedingt. Je nachdem nun die Erhöhungen der Abrasionsfläche durch härtere Gesteinsmassen gebildet, oder als Reste alter Erhebungen, unabhängig von deren petrographischen Charakter, aufzufassen sind, haben wir zwei Typen von Abrasionsflächen unterschieden, die natürlich durch Zwischenglieder verbunden sind, welche Erhöhungen beider Art besitzen. (Vergl. S. 26.) Das Verhältniss dieser Erhöhungen ist massgebend für die Anlage der Wasserscheiden. Wir haben oben gezeigt, dass die Hauptwasserscheide der Abrasionsfläche entweder auf der ehemaligen Kulminationslinie, resp. dem Kulminationspunkte des abradirten Gebirges, oder auf herausgeschälten harten Gesteinszonen angelegt wird. Auf Abrasionsflächen ist meist die primäre Anlage für die heutigen Verhältnisse noch mehr massgebend, als in anderen Gebieten, weil bei den geringen Niveaudifferenzen fast alle jene Bedingungen fehlen, welche Verschiebungen der Wasserscheiden bewirken. Eine Ausnahme bilden diejenigen Fälle, wo die Wasserscheide in der Nähe des Plateaurandes liegt und dieser die Nachbarschaft beträchtlich überragt. Wir können daher in der Regel den Verlauf der heutigen Wasserscheiden auf Abrasionsflächen als die ursprüngliche, beim letzten Auftauchen angelegte Anordnung betrachten. Führen wir uns einige Beispiele von Abrasionsflächen vor Augen!

Von *Skandinavien* giebt v. Richthofen[1]) mit folgenden kurzen Worten eine Charakterisirung: „Das gesammte Massiv der Halbinsel erscheint als ein durch Abrasion gewaltiger Gebirge geformter und gegliederter Rumpf, welcher theils durch Auflagerung von Sedimenten, theils durch Verwerfungen, durch Erosion und wohl auch später wenigstens in Theilen wiederholte Abrasion noch manche Umgestaltung erfahren hat." Die abradirten Faltengebirge, welche das Skandinavische Hochland zusammensetzen, sind im nördlichen Norwegen gerichtet von Südsüdwesten nach Nordnordosten, parallel der Küste; südlich des Trondjhem-Fjords dagegen von Südwesten nach Nordosten,

[1]) China II., S. 780.

bis ſüdlich des Hardanger Fjords und des Mjöſen-See wieder mehr nördliches Streichen eintritt.[1]) Die Oberfläche dieſes gewaltigen abradirten Rumpfgebirges hängt nur noch ſehr mittelbar vom geologiſchen Bau ab. Sie bildet nicht, wie Keilhau es annahm, eine nach Oſten geneigte ſchiefe Ebene, ſondern nach Helland[2]) ein Plateau, das ſich von der „Kammlinie" nach Weſten und Oſten abdacht, und zwar nach Weſten ſteiler. Dieſe Kammlinie, beſſer wohl Kulminationslinie — da von einem eigentlichen Kamm nicht die Rede ſein kann — bildet zugleich die Waſſerſcheide zwiſchen den zwei Hauptabflußrichtungen, welche die ganze Halbinſel nördlich des Mälar- und Wener-Sees beherrſchen. Dieſe ſind eine kurze weſtliche zum Ocean, und eine längere ſüdöſtliche zur Oſtſee und zum Skagerrak. Wenn wir Schweden ſüdlich der beiden genannten Seen, wo ganz andere Verhältniſſe herrſchen, einſtweilen ausſchließen, können wir ſagen, daſs die Hauptwaſſerſcheide im Allgemeinen der Kulminationslinie, die Abflußſyſteme dem allgemeinen Fall des Bodens folgen.[3]) Die Eismaſſen der Vergletſcherung folgten hier an ihrer Urſprungsſtelle, wo ſie ihren Bewegungsimpuls empfingen, in ihrer Bewegung naturgemäſs im Groſsen und Ganzen den präexiſtirenden Abdachungen. Sie konnten daher hier, wie hoch man auch ihre Kraft ſchätzen mag, wohl abſchleifend wirken, aber keine gröſsere Veränderung in der Anordnung der Flußläufe hervorbringen. Kjerulf[4]) hält die Thäler Norwegens durchgehends für klaffende Spalten, welche durch tektoniſche Vorgänge aufgeriſſen ſeien, während Helland und Hartung den Spalten keinen Einfluſs auf Thalbildung und Flußvertheilung beimeſſen wollen. Nach den neueren Anſichten über Thalbildung ſpricht die gröſsere Wahrſcheinlichkeit wohl für die letzteren Autoren.

Sehen wir uns den Verlauf der Waſſerſcheide etwas genauer an. Im nördlichen Norwegen folgt die Hauptwaſſerſcheide der Streichrichtung Nordnordoſt—Südſüdweſt, im Einzelnen mannigfach hin- und hergebogen. Vom Trondjhem-Fjord an wendet ſie ſich jedoch ſcharf um nach Südweſt und folgt dem Gneiſsgebirge, welches die gewaltigen Erhebungen des Dovre- und Langfjeld trägt, in ſeinem Streichen bis zum Hintergrund des Iſefjords. Vermöge der Auflöſung dieſes Gneiſsgebirges durch die von Weſten einſchneidenden Fjorde wird die Waſſerſcheide genöthigt, nach Südoſten zum nächſten Höhenzuge über-

[1]) Kjerulf, Südl. Norwegen, S. 89 ff. nebſt Karte. Vergl. auch Geologisk Oversigtskart etc.

[2]) Penck, Ausland 1882, S. 190 ff. mit ausführl. Literaturangabe.

[3]) Vergl. Hartung, Beitrag etc.

[4]) Ein Stück Geographie. — Geol. d. ſüdl. Norw., S. 328 ff.

zuſpringen, dem Jotun Fjeld, der höchſten Erhebung Norwegens, einem alten Eruptivſtock (Granit und Gabbro). Da in dieſes Gebirge der Sogne Fjord tief einſchneidet, ſo vermag ſie dem Zuge nicht nach Südweſten zu folgen, ſondern überſetzt ihn quer und folgt erſt dem Schieferzuge des Hardangerfjelds in dieſer Richtung; aber nicht lange, da ſie ſich bald endgültig nach Süden wendet, während auch die Schichten dieſes Streichen annehmen. Wir ſehen alſo, daſs die Waſſerſcheide durchaus nicht petrographiſch durch härtere Geſteinszonen bedingt iſt; daſs ſie quer über das Streichen der Schichten verläuft, wo dieſes ſich mit dem Streichen der Abdachungen kreuzt; daſs ſie dagegen überall der Kulminationslinie des Landes folgt, mit Ausnahme derjenigen Stellen, wo das wahrſcheinlich ſekundäre tiefe Einſchneiden der Fjorde eine geringe Verſchiebung nach Oſten verurſachte. Wir müſſen alſo annehmen, daſs die höchſte Erhebung der Abraſionsfläche, welche für die Waſſerſcheide maſsgebend war, dort liegt, wo die ehemals hoch aufragenden Gebirge zuletzt von der Meeresabraſion erreicht wurden. Faſt durchgängig iſt die Waſſerſcheide flach und daher im Einzelnen vielfach unregelmäſsig verlaufend; Moore, Gletſcherſchuttanhäufungen und dergleichen ſind häufig für ihren lokalen Verlauf maſsgebend. — Das Skandinaviſche Hochland erſcheint hiernach als ein Vertreter desjenigen Typus von Abraſionsgebieten, in welchen die Waſſerſcheide nicht von der Geſteinsbeſchaffenheit, ſondern von dem durch die Abraſion abgeſchwächten primären Relief abhängig iſt.

Eine ganz andere Fluſsvertheilung beſitzt das ſüdliche Schweden. Von einem Punkte zwiſchen Mälar- und Wener-See ſtrahlen die Richtungslinien der Flüſſe und Seen nach Oſten, Südoſten, Süden und Südweſten aus, in Uebereinſtimmung mit der Richtung der Gletſcherſchrammen.[1]) Dieſer radiale Verlauf hört ſofort auf, wenn wir uns in das Nordweſt—Südoſt ſtreichende Faltenſyſtem Schonens begeben, wo wir Längsthäler mit derſelben Richtung antreffen, die ihre Waſſerſcheide in der Nähe ihrer Südoſtenden haben. Dieſe Thäler ſtehen wiederum in Uebereinſtimmung mit der Bewegungsrichtung der zweiten Vergletſcherung.

Erzgebirge. Einen mit Skandinavien einigermaſsen vergleichbaren Fall haben wir in Deutſchland im Erzgebirge. Auch dieſes ſtellt ein Rumpfgebirge mit ausgeſprochener Längenausdehnung dar, deſſen einer Flügel jedoch abgeſunken iſt. In dem noch erhaltenen Flügel liegt die Hauptwaſſerſcheide möglichſt nahe an der tektoniſchen Kulminationslinie des Gebirges, welche der Längsrichtung deſſelben in der Nähe des

[1]) Erdmann, Atlas tab. 3. — Geol. Öfversigtskarta.

Abbruches folgt. Von dieſer primären Lage iſt die Waſſerſcheide wegen des groſsen Gefällsunterſchiedes der beiden Seiten etwas nach Norden verſchoben; ſie hat daher einen unſymmetriſchen Querſchnitt, wie er der einſeitig erodirten Waſſerſcheide eigenthümlich iſt (ſ. S. 76).

Wir können alſo als Geſetz für abradirte Gebirge mit vorwiegender Längsausdehnung, in denen die Härtedifferenzen der Geſteine nicht ſtörend eingegriffen haben, ausſprechen: die Hauptwaſſerſcheide iſt auf der durch das ehemalige Relief bedingten Kulminationslinie der Abraſionsfläche angelegt und zieht ſich daher der Längsrichtung des Gebirges entſprechend mit ziemlich konſtanter Richtung auf weite Erſtreckung hin. Sie trennt zwei entgegengeſetzte Abflufsrichtungen, welche den beiden ſeitlichen Abdachungen entſprechen.

Tsin-ling-shan. Zu noch prägnanterem Ausdruck kommt dieſes Geſetz, wenn die tektoniſche Kulminationslinie eines abradirten Rumpfgebirges mit einer Zone härterer (z. B. kryſtalliniſcher und eruptiver) Geſteine zuſammenfällt, was in abradirten Faltengebirgen ganz wie in den nicht abradirten ſo häufig der Fall iſt. Dann muſste dieſe Zone harter Geſteine, die ſchon vor der Abraſion über die Umgebung hervorragte, durch dieſe ſicherlich als höchſte Erhebung der ganzen Gebirgsmaſſe beſtehen gelaſſen werden, und als ſolche zuerſt waſſerſcheidend aus dem Meere hervortauchen. Ein ausgezeichnetes Beiſpiel dieſer Art iſt nach v. Richthofen's Forſchungen[1]) der Tsinling-shan, das Oſtende des gewaltigen Kwenlun in der Provinz Shenſi. Dieſes Gebirge iſt ſtark abradirt, wie das ganze nördliche China, und hat ſeine höchſte Erhebung und zugleich ſeine Waſſerſcheide in einer Zone von rothem Granit und Gneiſs, welche ſich dem Streichen des Gebirges entſprechend in der Richtung Weſt 12° Nord — Oſt 12° Süd dicht am Nordrande des Gebirges hinzieht. Rechtwinklig zu dieſer Hauptwaſſerſcheide ſtrömen kurze Bäche nach Norden zum Wei-hŏ hinab, während nach Süden ſich längere Querſtröme entwickeln. Die Hauptwaſſerſcheide iſt alſo zugleich auf dem härteſten, älteſten und höchſten Gebirgsgliede gelegen und folgt der Längsrichtung des Gebirges. Sie zeichnet ſich aufserdem durch lange Erſtreckung aus und gewinnt an Wichtigkeit dadurch, daſs ſie die Zuflüſſe des Hoang-hŏ von denen des Yang-tse-kiang, alſo das Entwäſſerungsſyſtem des nördlichen von dem des ſüdlichen China trennt.

Bretagne. Eine ähnliche Anlage der Waſſerſcheiden treffen wir nach Lebour[2]) in der weſtlichen Bretagne. Zwei Hügel-

[1]) China II., S. 576 ff.
[2]) Geolog. Magazine VI, 1869, p. 442 ff.

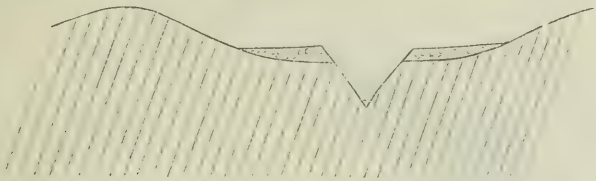
ketten dominiren das Land, die Mtge. d'Arrée und die Mtge. Noire, beide in einer Entfernung von 30 km parallel mit einander von Weſtſüdweſt nach Oſtnordoſt ziehend. Sie ſind durch härtere Geſteine (Granite u. dergl.) ausgezeichnet vor ihrer Umgebung. Zwiſchen ihnen und zu ihren Seiten ziehen ſich Abraſionsflächen nach dem Meere hinab. Die Waſſervertheilung iſt nun ſo, daſs nördlich der Mtgne. d'Arrée die Gewäſſer nach Norden, ſüdlich von der Mtgne. Noire nach Süden hinabflieſsen, offenbar der Rückzugslinie des Meeres folgend, während in der Mulde zwiſchen beiden Höhenzügen ſich ein gröſserer Fluſs, der Aune, ausbildet, welcher ſich in weſtlichem Laufe der Rade de Breſt zuwendet. Es beſtehen dort alſo drei Abfluſsſyſteme, ein nördliches, ein ſüdliches und zwiſchen beiden ein weſtliches, und die Hauptwaſſerſcheiden zwiſchen je zwei dieſer Syſteme bilden jene zwei Höhenzüge; dieſe waren zur Anlage der Waſſerſcheiden befähigt durch ihre ſowohl tektoniſch als petrographiſch begründete gröſsere Höhe. Auch in dieſem Falle verlaufen die Waſſerſcheiden übereinſtimmend mit der Längsrichtung ihres Gebietes.

Eifel. Haben wir im Tsin-ling-shan und in der Bretagne Fälle kennen gelernt, in denen die tektoniſchen Kulminationslinien mit Zonen gröſserer Härte zuſammenfielen, ſo wenden wir uns nun zu den Vorkommniſſen, wo dies nicht in dem Maſse der Fall iſt, ſondern wo neben der urſprünglichen Kulminationslinie räumlich getrennte Zonen oder Kerne härterer Geſteine hervorragen. Wo wird ſich da die Hauptwaſſerſcheide anlegen? Ein vortreffliches Beiſpiel dieſer Art iſt die Eifel.

Das Rheiniſche Schiefergebirge iſt ein groſsartiges Abraſionsplateau, ein untrennbares Ganzes nach Tektonik und Oberflächenbeſchaffenheit. Die eigenthümlichſte Erſcheinung an dieſer weit ausgedehnten paläozoiſchen Scholle iſt wohl die, daſs ſie rings von tiefer liegenden Trias- oder Tertiärgebieten umgeben nicht ein waſſerſcheidendes Centrum für dieſe Hügelländer abgiebt, wie man nach ihrer Erhebung und Maſſenhaftigkeit erwarten ſollte, ſondern im Gegentheil drei groſse Ströme aus dieſer niedrigen Umgebung in ſich aufnimmt: den Rhein aus dem oligocänen und miocänen Mainzer Becken, die Lahn aus der Trias von Marburg, die Moſel aus dem Trias- und Juragebiet Lothringens. (Vergl. auch S. 123 ff.) Die drei Ströme durchſetzen die Devonſcholle in engen, tief eingeſchnittenen Thälern, vereinigen ſich ſo recht im Herzen des Gebirges und ſetzen dann ihren Weg nach Norden fort. Die Maas wiederholt weiter weſtlich zwiſchen Mezières und Lüttich dieſelbe Erſcheinung. Die Richtungen des Rheins, der Moſel und der Lahn ſind durch das Relief des Plateaus einigermaſsen vorgezeichnet. Wenn man ſich nämlich auf dem Plateau der

Thalſpalte eines der drei Flüſſe nähert, ſo geht man nicht eben bis an den Rand des Thales heran, ſondern ſchon viele Meilen vorher neigt ſich die Oberfläche des Plateaus allmählich der Linie des Stromes zu, und zwar von beiden Seiten. Die drei Ströme haben ſich alſo ihre engen Thäler auf dem Grunde von weiten Wannen eingeſchnitten, die zum Theil alte Fluſsſchotter tragen (Fig. 35). Dieſe Wannen ſind entweder das Werk der Abraſion ſelbſt oder nach der Abraſion durch Abſinken an zahlreichen kleinen Verwerfungen gebildet.[1])

Fig. 35. (Profil.)



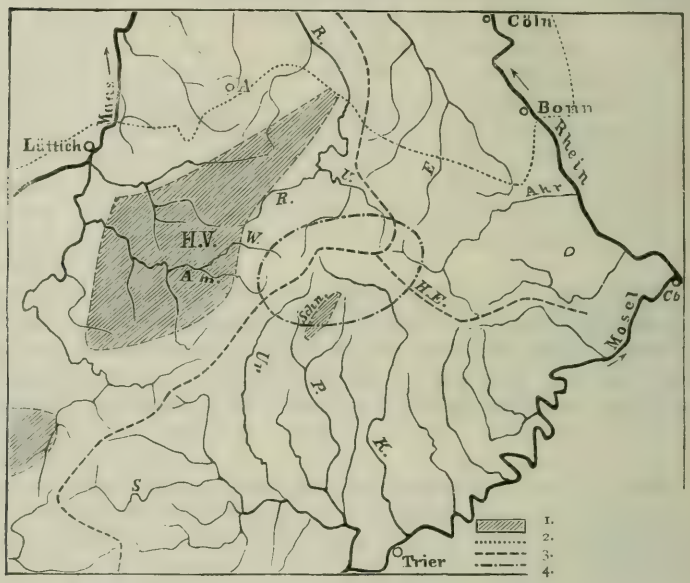
Nicht nur die engen Thalſpalten der Flüſſe, welche ſich dieſe in den Grund der Wannen eingeſchnitten haben, ſondern namentlich dieſe Wannen ſelbſt ſind es vornehmlich, welche jedem der vier groſsen Theile des Schiefergebirges ſeine orographiſche Selbſtſtändigkeit verleihen. Die höchſten Theile der

[1]) In den ſehr gleichartigen devoniſchen Schiefern etc. ſind Verwerfungen meiſt ſchwer nachzuweiſen; deſto häufiger iſt dies in den dieſelben begleitenden Mulden und Schollen von Eifelkalk, Rotliegendem und Triasgeſteinen gelungen (Schulz, Die Eifelkalkmulde von Hillesheim; Blankenhorn, Die Trias am Nordrande der Eifel; Grebe, Ueber das Oberrothlieg. etc. der trierſchen Gegend; Ueber die Triasmulde zw. Hunsrück und Eifel-Devon). Es iſt undenkbar, daſs dieſe Geſteine verworfen, die darunter liegenden Schiefer nicht verworfen ſein ſollten; aber ſobald eine Verwerfung in die Schiefer übergeht, hört gewöhnlich ihre Erkennbarkeit auf. Nun iſt zu beachten: Längs der Moſel zieht ſich eine Grabenverſenkung mit Rotliegendem und Trias mitten zwiſchen das Devon hinein bis halbwegs zwiſchen Trier und Coblenz (bis gegen Alf); die Lahn abwärts zieht eine Zone von Oberdevon und Carbon ſich in das Unterdevon hinein (alſo ein relatives Senkungsgebiet, wenn auch vielleicht durch Faltung) bis gegen Limburg; beide Senkungen liegen im Schichtenſtreichen; der Rhein ſelbſt endlich mündet bei Bonn in den groſsen dreieckigen Ausſchnitt im Devon, der als ein quergerichteter Einbruch betrachtet werden muſs und an deſſen Weſtrand in der Trias weſtlich von Zülpich das ſtaffelförmige Abſinken nach Nordoſten von Blankenhorn nachgewieſen iſt. Ich glaube, daſs dieſe Verwerfungsſyſteme in das Devon fortſetzen und vielleicht jene Wannen im Plateau verurſachen helfen, auf deren Grund die drei Flüſſe ſich einſchnitten. In der That ſind trotz der ungünſtigen Umſtände ſowohl Longitudinal- als Transverſalſpalten in den devoniſchen Schiefern und Grauwacken nachgewieſen worden (Rothpletz, Zeitſchr. d. deutſch. geol. Geſ. 1884, S. 694 f.). Auch die Anordnung der tertiären Eruptivgeſteine läſst auf ſolche Spaltenſyſteme ſchlieſsen. Das Einſchneiden der gewundenen Thäler ſelbſt iſt reine Eroſionswirkung. —

vier Plateauländer liegen demnach weit von den Thälern der drei Flüſſe entfernt.

Was die Eifel im Beſonderen anbetrifft, ſo iſt die Anordnung der Flüſſe in ihr eine radiale. (Vergl. Fig. 36.) Von einem Centrum aus, zwiſchen den Orten Blankenheim und dem weſtlich davon gelegenen Büllingen, ſtrömen die Bäche nach allen

Fig. 36. (Hydrographiſche Skizze der Eifel.)



1. Maſſive aus harten Geſteinen. 2. Nordgrenze des rhein. Schiefergebirges (incl. Trias). 3. Waſſerſcheiden zw. Rhein, Moſel, Maas. 4. Hydrogr. Centrum der Eifel.

Himmelsgegenden ab: die Roer (R), die Urft (U), die Erft (E) nach Norden, die Ahr nach Oſten, die Kyll (K) und die Ur nach Süden, Warche (W) und Amel (Amblève, Am) nach Weſten. Dieſes hydrographiſche Centrum, das hier die Stelle einer mehr linear ausgedehnten Hauptwaſſerſcheide, wie wir ſie in den bisher beſprochenen Beiſpielen von Abraſionsgebirgen kennen gelernt haben, vertritt, gehört den höchſten Theilen der Eifel an und ſetzt ſich nach Südoſten in den Rücken der „Hohen Eifel“ (HE) fort, welcher die Waſſerſcheide zwiſchen den Zuflüſſen des Rheins und der Moſel bildet. Keine petrographiſche Auszeichnung begründet die gröſsere Erhebung gerade dieſer Plateautheile über die anderen. Wenn eine lineare Richtung in jenem Centrum vorhanden iſt, ſo iſt ſie oſtweſtlich,

alſo nicht dem Schichtenſtreichen (Südweſt—Nordoſt) entſprechend; ebenſowenig iſt dies in der Waſſerſcheide der Hohen Eifel bei Kelberg der Fall. Es iſt offenbar auch hier der zuletzt von der Abraſion erreichte und daher am wenigſten abgeſchliffene Plateautheil, der die Hauptwaſſerſcheide trägt. Die Waſſerſcheiden zwiſchen den einzelnen Abfluſsſyſtemen, welche von jenem Centrum ausſtrahlen, ſind ſehr unregelmäſsig und ebenfalls durchaus nicht petrographiſch bedingt. — Nun ſehen wir aber auſser der Hohen Eifel noch zwei Höhenrücken ſich hoch über ihre Umgebung erheben, beide durch harte und zugleich alte Geſteine gebildet: das Hohe Venn (HV) aus kambriſchen Phylliten und die Schneifel (Schn) bei Prüm aus harten Quarziten beſtehend. Es ſind alſo Auffaltungen des Liegenden des Devon, welche hier zu Tage treten. Sie ſind höchſt wahrſcheinlich infolge der Härte ihrer Geſteine durch die Abraſion aus ihrer Umgebung herauspräparirt. Sie liegen abſeits von jener Kulmination bei Blankenheim und der Hohen Eifel und unterbrechen durch ihre Erhebung den regelmäſsigen Verlauf der Abdachung des Plateaus. Sie bilden aber trotz ihrer markanten topographiſchen Erſcheinung keine irgend bedeutende Waſſerſcheiden. Die Schneifel, die keine ſehr lange Ausdehnung beſitzt, wird durch die Zuflüſſe der Prüm (P) auf beiden Seiten umfloſſen; ebenſo wird das Hohe Venn von der Roer (R) umfaſst und von der Amblève (Am) ſogar durchbrochen.

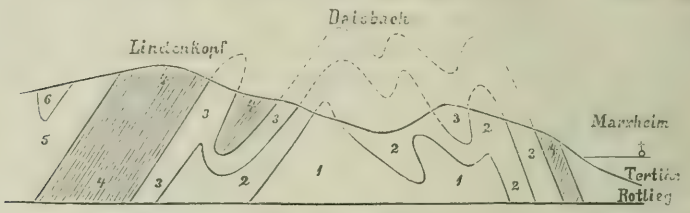
Ganz dieſelben Verhältniſſe zeigen die unmittelbar im Weſten angrenzenden belgiſchen und franzöſiſchen Ardennen. Von jenem Centralpunkt der Waſſervertheilung in der Eifel zieht ſich eine Hauptwaſſerſcheide nach Südweſten bis zu den Quellen der Sure (S), das ſüdöſtliche vom nordweſtlichen Abfluſsſyſtem trennend, durchweg auf Devon gelegen. Die nördlich dieſer Linie auftretenden härteren ſiluriſchen Maſſive haben keinen Einfluſs auf die Fluſsvertheilung.

Wir ſehen alſo in der Eifel mehrere ziemlich gleich hohe Kulminationen; aber nur eine, die petrographiſch nicht begünſtigte, iſt Centrum der Waſſervertheilung, wogegen die beiden anderen harten Höhenrücken den regelmäſsigen radialen Verlauf der Abflüſſe, welcher der allgemeinen Abdachung entſpricht, kaum zu ſtören vermögen. Ebenſowenig vermögen dies die vulkaniſchen Maſſen der Eifel. Eine ſpätere Verlegung der Waſſerſcheide iſt bei der geringen Höhe und weiten Ausdehnung des Plateaus nicht wahrſcheinlich; wir können ſie daher als primär anſehen; ſie iſt ebenſo wie in Skandinavien etc. höchſt wahrſcheinlich bedingt durch das abgeſchwächte ehemalige Relief, nicht durch die in bedeutendem Maſse vorhandenen Härtedifferenzen. Aber ſie iſt central, nicht langgeſtreckt wie in Skandinavien. Ich brauche kaum hinzuzuſetzen, daſs auch

die Waſſerſcheiden der Eifel durchgängig flach, oder flach-konvex geſtaltet ſind, da ſie faſt nirgends von der rückſchreitenden Eroſion erreicht wurden.

Taunus. Betrachten wir im Anſchluſs hieran die ſüdlichen Plateaus des rheiniſchen Schiefergebirges, den Taunus und den Hunsrück; beide ſind tektoniſch zuſammenhängende Gebirge, die aber doch bedeutende Verſchiedenheiten aufweiſen. — Im Taunus (Fig. 37) ſind die tektoniſchen wie die hydrographiſchen

Fig. 37. (Profil des südl. Taunus nach Koch.)



1 Sericitgneiſs. 2 Sericitſchiefer. 3 Taunusphyllit. 4 Taunusquarzit. 5 Hunsrückſchiefer. 6 Untere Coblenzſchichten.

Verhältniſſe ziemlich einfach. Die tektoniſche Axe des Gebirges bildet nach Koch[1]) ein Sattel von Sericitgneiſs, Sericitſchiefern und Phylliten, welcher von Cronberg nach Asmannshauſen ſtreicht; darauf folgen auf beiden Seiten die Taunus-Quarzite (das tiefſte Unterdevon), die aber auf dem nördlichen Flügel der Falte bedeutend mächtiger entwickelt ſind als auf dem ſüdlichen. An dieſe legen ſich im Norden, das zur Lahn abdachende Plateau bildend, die jüngeren devoniſchen Schichten an, beginnend mit den Hunsrückſchiefern; der entſprechende Südflügel iſt abgeſunken unter die oberrheiniſche Tiefebene. Das ganze, im Einzelnen natürlich viel komplicirtere Faltenſyſtem iſt abradirt. Dieſe Abraſionsfläche und der Abbruch im Süden bedingen das heutige Relief des Gebirges. Dieſes kulminirt nicht in der tektoniſchen Sattelaxe der verhältnismäſsig weichen Gneiſse und Phyllite; (dieſe liegen ganz und gar auf dem Südabfall, z. T. die Vorberge bildend); ſondern auf den mächtigen, äuſserſt harten unterdevoniſchen Quarziten des Nordflügels der Falte. Dieſer Quarzitzug, ſtellenweiſe von einem kleineren ſüdlich vorliegenden begleitet, zieht mit groſser Regelmäſsigkeit, 2—4 km breit, von Oſtnordoſt nach Weſtſüdweſt. Er trägt die höchſten Erhebungen des Taunus und trennt den kurzen ſüdlichen, zum Main und Rhein gerichteten Abhang des Gebirges von den ſich ſehr allmählich nach Norden zur Lahn abdachenden naſſauiſchen Tafelländern. Nur im weſt-

[1]) Jahrb. d. pr. geol. Landesanſt. 1880.

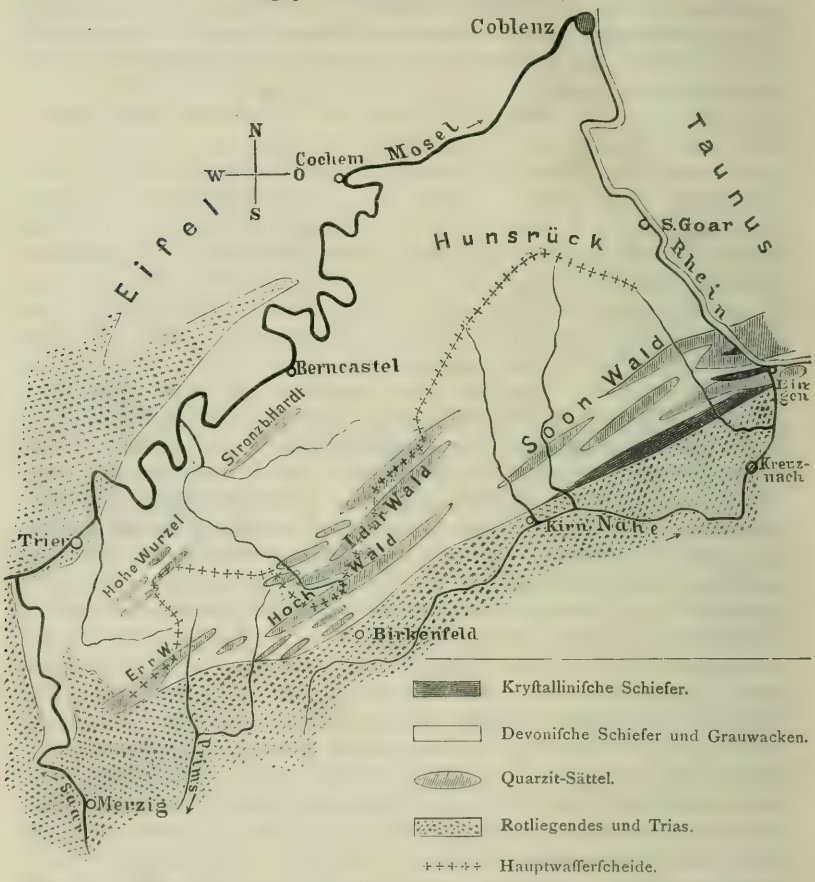
lichſten Theile des Gebirges ſchiebt ſich der Weſtſüdweſt zum Rhein gerichtete Wiſperbach zwiſchen die ſüdlich und nördlich gerichteten Bäche ein. Die Waſſerſcheide zwiſchen dieſen beiden, ſehr verſchiedene Gefällsverhältniſſe aufweiſenden Abfluſsſyſtemen folgt im weſtlichen niedrigeren Theil des Gebirges genau jenem groſsen Quarzitrücken; im mittleren und öſtlichen Taunus dagegen, wo er höher aufſteigt, biegt ſie mehrmals nach Norden aus auf das ſich anſchlieſsende niedrigere Thonſchieferplateau, ſodaſs z. B. der Schlangenbader Bach, der Gold- und Daisbach und weiter im Oſten der Erlenbach dicht unterhalb ihrer Quellen den Quarzitwall durchſetzen[1]). Dieſe nördliche Abweichung der Hauptwaſſerſcheide beträgt bei den erſtgenannten nicht über 2 km, nur beim Erlenbach 4 km. Zwiſchen dieſen Bächen zeigt die Hauptwaſſerſcheide ſtets das Beſtreben, auf den Quarzitrücken zurückzukehren. Die einfache Deutung dieſer Verhältniſſe kann nur die ſein: die harten Quarzite wurden wahrſcheinlich ſchon durch die Abraſion in gröſserer Höhe belaſſen, als ihre Umgebung, ſowohl als die Gneiſse und Phyllite im Süden als die Thonſchiefer im Norden; bei ihrer groſsen Konſtanz im Streichen erfolgte daher die primäre Anlage der Waſſerſcheide auf dieſem Quarzitrücken. Aber die Eroſionskräfte der Gewäſſer waren auf beiden Seiten zu verſchieden, als daſs nicht mit der Zeit Verſchiebungen der Waſſerſcheide hätten ſtattfinden ſollen. Die Gewäſſer des ſteilen Südabhanges, die auf 7 km Entfernung 6—800 m fielen, waren ungemein begünſtigt vor den nördlichen Gewäſſern, die für dieſelbe Höhendifferenz 30 km zurücklegen muſsten. So vermochten denn einzelne ſtarke Bäche der Südſeite ihre Waſſerſcheide um ein geringes nach Norden zu verſchieben, und zwar beſonders dort, wo das Gebirge am höchſten, d. h. der Südabfall am ſteilſten iſt. Der Erlenbach in der Nähe des Oſtendes des Gebirges konnte am weiteſten rückwärts ſchneiden, weil hier die Niederung direkt an den Fuſs des Quarzitrückens tritt, unter beinahe gänzlichem Verſchwinden der Gneiſse etc. Wir haben alſo hier im Taunus eine nicht durch ihre tektoniſche Bedeutung, ſondern nur durch die groſse Härte und das konſtante Streichen ihrer Geſteine bedingte Kulminationslinie, von der die Hauptwaſſerſcheide durch ungleiche Eroſion der beiden Seiten hier und da ein wenig nach Norden verſchoben iſt.

Im *Hunsrück* (Fig. 38) liegen die Dinge viel komplicirter; hier fehlt es zudem noch vielfach an genaueren Unterſuchungen. Auf die höheren Theile des Gebirges beziehen ſich die Arbeiten

[1]) Vergl. die Sekt. Eltville, Langenſchwalbach, Königſtein der geol. Specialkarte und v. Dechen's geol. Ueberſichtskarte der Rheinprovinz etc.

von Loſſen[1]) und von Grebe.[2]) Auch im Hunsrück ſpielen die ſogenannten Taunus-Quarzite wieder eine groſse Rolle; hier treten ſie aber nicht, wie im Taunus, als Flügel eines Sattels auf, ſondern (nach Grebe) in ſcharenförmig angeordneten Sätteln,

Fig. 38. (Kartenſkizze des Hunsrück.)



welche aus den Hunsrückſchiefern auftauchen. Dieſe Sättel entwickeln ſich, wie Loſſen gezeigt hat, zwiſchen dem Rhein und dem Güldenbach aus jenem Faltenflügel des Taunus durch mehrfache Einfaltung von Hunsrückſchiefern in die Quarzite. Das Streichen der Quarzite iſt im Hunsrück mehr nach Süd-

[1]) Ztſchr. d. deutſch. geol. Geſ. 1867.
[2]) Jahrb. d. pr. geol. Landesanſt. 1880.

weſten gewendet als im Taunus; da aber die Linie des ſüdlichen Bruches mehr nach Weſten gedreht iſt, ſo brechen die Quarzitſättel im ſüdweſtlichen Theile des Hunsrück (zwiſchen Otternhauſen und Mettlach) in nach Norden zurücktretenden Staffeln ab. Jene Sericitgneiſse und Phyllite kommen nur am ſüdlichen Abbruche in einer langen Zone vor, welche ſich von Bingen nach Kirn erſtreckt, wahrſcheinlich durch eine Verwerfung vom Devon getrennt; denn ſie grenzen nicht an den Quarzit, ſondern unmittelbar an die nächſt höhere Schichtengruppe, die Hunsrückſchiefer.[1]) Letztere bilden die eigentlichen Plateaulandſchaften des Hunsrück wie des Taunus; nördlich, an der Moſel, folgt dann eine Zone von Coblenz-Schichten (Grauwacken vorherrſchend), ohne daſs dadurch ein Wechſel der Oberflächengeſtalt verurſacht würde. Aus dem Plateau von Hunsrückſchiefern erheben ſich nun die Sättel der Quarzite als langgeſtrekte, wallartige Bergzüge, von ausgedehntem Hochwald bedeckt, die durch ihre einfachen, langgezogenen Konturen und die düſteren Farben ihrer Wälder aus der Ferne einen impoſanten Anblick gewähren. Immer zu mehreren in Gruppen zuſammengeordnet ſtreichen ſie parallel dahin, ſchottererfüllte Längsmulden einſchlieſsend. Drei dieſer Gruppen von Quarzitſätteln liegen in der Nähe des ſüdlichen Bruchrandes, die weſtlichere Gruppe gegen ihre Nachbarin immer etwas nach Nordweſten zurücktretend. (Vergl. die Kartenſkizze Fig. 38.) Zunächſt dem Taunus der Soon-Wald, der niedrigſte der drei, zwiſchen Rhein und Hahnen-Bach; dann der Idar- und Hoch-Wald mit dem Erbes-Kopf, dem höchſten Gipfel der Rheinprovinz, zwiſchen Hahnen-Bach und Prims; dann der Err-Wald zwiſchen Prims und Saar. Weiter nach der Moſel liegen zwei andere, kleinere Gruppen von Quarzitſätteln, den vorigen parallel: die Stronzbuſcher Hardt ſüdlich von Berncaſtel und die Hohe Wurzel ſüdöſtlich von Trier. Sie ſind von den vorigen getrennt durch ein wannenförmig von Südweſt nach Nordoſt geſtrecktes Schieferplateau, welches mit ſeinen zahlreichen Ortſchaften einen freundlichen Kontraſt bildet gegen die unbewohnten, finſteren Waldgebirge zu beiden Seiten. Da der nordweſtliche Zug von Quarzitſätteln nur die halbe Länge beſitzt, wie der ſüdöſtliche, ſo bleibt nördlich des Soon-Waldes Platz für ein weites nur aus Schiefern und Grauwacken beſtehendes Plateau, das im Specielleren den Namen Hunsrück trägt. Alſo im öſtlichen Theil nur im Süden Quarzitrücken, im Norden Schieferplateau — im weſtlichen Theil im Süden Quarzitrücken, im Norden daran ſchlieſsend eine Plateauwanne aus Schiefer, wieder Quarzitrücken, wieder Schieferplateau bis zur Moſel.

[1]) Vergl. v. Dechen, Ueberſichtsk. d. Rhpr.

Entſprechend dieſer gröſseren Mannigfaltigkeit iſt auch die Hauptwaſſerſcheide im Hunsrück viel komplicirter geſtaltet als im Taunus. Auch hier ſtehen ſich zwei Abfluſsſyſteme gegenüber; das eine nordweſtlich zur Moſel gerichtet, das andere ſüdöſtlich zu der ſüdlich benachbarten Rotliegenden-Senke gewendet, die von längsgerichteten Flüſſen, der Nahe und der Prims, entwäſſert wird; hierin nähert ſich der Hunsrück viel mehr dem Taunus als der Eifel mit ihrem radialen Fluſsſyſtem. Aber die Waſſerſcheide zwiſchen beiden Syſtemen ſchwankt mannigfach hin und her. Anſtatt im Soon-Wald, der direkten Fortſetzung der rechtsrheiniſchen Quarzite, finden wir ſie weit im Norden in der Nähe der Moſel auf dem Plateau der Coblenz-Schichten bei Lingerhahn und Caſtellaun, breit abgeflacht und nicht petrographiſch bedingt, mit einer mittleren Höhe von etwas über 500 m.[1]) Mehrere gröſsere Bäche ſtrömen von ihr nach Süden und durchbrechen in engen Schluchten die über die umliegenden Plateautheile aufragenden Quarzitrücken des Soon-Waldes, (welche eine mittlere Höhe von 600 m beſitzen), um ſich in die Nahe zu ergieſsen (Gülden-Bach, Simmer, Hahnen-Bach). Im Laufe der Bäche iſt allerdings der Einfluſs der harten Quarzite durch Ablenkungen, längsgerichtete Thalſtrecken und dergleichen deutlich erkennbar. Ziemlich gradlinig zieht die Waſſerſcheide weiter über Hunsrück-Schiefer nach Südweſten bis zum Dorfe Hochſcheid; hier iſt ſie dem höchſten Quarzitſattel des Idar-Waldes ganz nahe gekommen, da dieſer ja gegen den Soon-Wald bedeutend nach Nordweſten zurücktritt. Sie tritt nun ohne groſsen Sprung auf dieſen Quarzitſattel über, folgt ihm nach Südweſten, verläſst ihn wo er an Höhe abnimmt, um auf den nächſten überzuſpringen, und folgt ſo, von einem Quarzitſattel zum anderen ſpringend, dem jedesmal höchſten Sattel der Gruppe des Idar- und Hochwaldes bis gegen das Südweſtende dieſes letzteren. Von hier zieht ſie nun in ſcharfer Biegung über die groſse Plateauwanne quer nach Nordweſten hinüber zur hohen Wurzel, um ſchon nach 4 km wieder zu der ſüdlicheren Gruppe des Errwaldes zurückzukehren; dieſer bleibt ſie dann treu, bis ſie ſich in der Nähe der Saar auf Rotliegendem und Trias verliert.

Wir ſehen alſo die Hauptwaſſerſcheide im ſüdweſtlichen Theile des Gebirges jedesmal an den höchſten Quarzitſattel gebunden; wo ſie von einem zum anderen überſpringen muſs, folgt ſie dem kürzeſten Wege zwiſchen beiden; im nordöſtlichen Theile dagegen iſt ſie völlig unabhängig von den Quarzitrücken; dieſe ſind zwar hier im Soon-Wald beſonders ſchwach entwickelt, übertreffen aber immerhin die Waſſerſcheide an Höhe durch-

[1]) v. Dechen, Erläuterungen I. S. 42 ff.

ſchnittlich um ca. 100 m. An eine nachträgliche Verſchiebung der Waſſerſcheide von dem Soon-Wald nach Norden durch rückſchreitende Eroſion iſt aus mehreren Gründen nicht zu denken. Zunächſt ſind die oberen Strecken der ſüdwärts flieſsenden Bäche faſt gar nicht in das Plateau eingeſchnitten und beſitzen ſehr geringes Gefälle, während die zur Moſel flieſsenden Bäche ſchon im Oberlauf tief eingeſchnitten ſind und im Ganzen ein ſtärkeres Gefälle haben. Wenn alſo eine Verſchiebung der Waſſerſcheide ſtattfand, ſo kann ſie nur von Norden nach Süden vor ſich gegangen ſein. Ferner ſind die Durchbruchsthäler durch den Soon-Wald älter als das Mitteloligocän, denn es finden ſich auf den Seitenwänden des Durchbruchthales des Güldenbachs marine Sande jener Zeit bis ungefähr 100 m über dem heutigen Bachſpiegel, ſogar am nördlichen Eingang des Durchbruchsthales bei Rheinböllen; weiter nördlich fehlen dieſe Sande gänzlich.[1]) Zu jener Zeit hatte aber die Abſenkung am ſüdlichen Randbruch noch kaum begonnen;[2]) das Gefälle nach Süden war alſo damals noch viel geringer als heute; es war alſo eine einſeitige Eroſion von Süden damals noch weniger möglich als heute, und doch exiſtirte ſchon das Durchbruchsthal des Güldenbachs durch den Quarzit, wenn auch nicht ſo tief eingeſchnitten wie jetzt. Wenn Loſſen die Querthäler durch die Quarzite durch die Annahme zu erklären ſucht (a. a. O. S. 515), Querklüfte hätten vermittels der durch ſie erzeugten Haarſpalten den Gewäſſern ihren Weg angewieſen, ſo können ſolche Haarſpalten wohl das tiefe Einſchneiden der Bäche in die Quarzitrücken erleichtern, niemals aber die Laufrichtung über dieſe hin erklären. Dem Kernpunkte des Problems wird alſo durch dieſe Hypotheſe nicht näher gerückt.

Der heutige Verlauf der Waſſerſcheide erſcheint daher, abgeſehen von einer möglichen geringfügigen Verſchiebung von Norden nach Süden, noch als der primäre, wie er durch die Geſtalt der Abraſionsfläche bedingt wurde. Nach der Ausbildung des heutigen Entwäſſerungsſyſtems wurde der ſüdliche Theil unſeres Gebietes, die tieferen Theile des Soon-Waldes, noch einmal vom Meere bedeckt und zwar von dem mitteloligocänen Meere der oberrheiniſchen Tiefebene. Es ſind aber nur geringfügige Ablagerungen von Sanden mit Auſtern, die hier zurückgelaſſen wurden; ſchon die nächſt jüngeren Septarienthone reichen nicht mehr auf die Plateaus hinauf. Dieſe Meeresbedeckung kann alſo am Soon-Wald nur eine ſehr kurze geweſen

[1]) Laſpeyres, Ztſchr. d. deutſch. geol. Geſ. 1867, S. 887 ff.; vergl. auch Karte zu Loſſen, Linksrh. Taunus, ebendaſ. — v. Dechen, Erläuterungen II., S. 506 ff.

[2]) Laſpeyres a. a. O.

ſein, und dem kleinen Binnenmeer können wir auch keinen groſsen zerſtörenden Einfluſs zuſchreiben. Die Durchbruchsthäler beſtanden vor und nach dem oligocänen Meere, welches das eigentliche Hunsrückplateau nicht erreichte. So läſst ſich der Verlauf der Waſſerſcheide wohl nicht anders erklären, als daſs alle diejenigen Quarzitrücken, die heute über ihre Umgebung hervorragen und doch von Bächen durchbrochen werden, zur Zeit des Auftauchens aus dem letzten abradirenden Meere noch nicht hervorgetreten waren, ſondern noch unter den Schiefern verſteckt lagen, und daſs ihre Bedeckung immer noch niedriger lag, als die Waſſerſcheide der Flüſſe, welche ſie durchbrechen. Wir müſſen alſo annehmen, daſs, vielleicht mit Ausnahme nur ſehr wenig ausgedehnter Partien, die wegen ihrer geringen Erſtreckung keinen Einfluſs auf die Waſſervertheilung erlangten, die Quarzitrücken des Soon-Waldes, ebenſo von den anderen Gruppen diejenigen Theile der Sättel, welche durchbrochen werden, unter der Abraſionsfläche lagen. Ob die weitere Ausgeſtaltung der heutigen Oberfläche, das Hervortreten der noch verborgenen Quarzitſättel, die Erniedrigung der Schieferwaſſerſcheide unter die Höhe der Quarzitſättel, allein das Werk der Bäche und der atmoſphäriſchen Eroſion war, oder ob dabei auch Verſchiebungen, die in dem Niveauverhältniſs der Plateautheile zu den Quarziten an Verwerfungen eintraten, mitgewirkt haben, muſs noch dahingeſtellt bleiben.

Die Geſtaltung der Abraſionsfläche iſt alſo im öſtlichen Theile des Hunsrück unabhängig von der Härte der Geſteine, im weſtlichen Theile bedingt durch die Härte, und dem entſprechend erweiſt ſich auch der Verlauf der Hauptwaſſerſcheide.

Harz. Noch ein heimiſches Abraſionsgebirge, das eine bedeutend komplicirtere Tektonik beſitzt, als das rheiniſche Schiefergebirge, nämlich der Harz, möge zum Vergleich herangezogen werden. Der Harz iſt bekanntlich ein Stück eines abradirten Faltengebirges, deſſen Streichrichtung von Südweſten nach Nordoſten ging; aber dadurch, daſs an benachbarten, von Nordweſten nach Südoſten ſtreichenden Linien die Umgebung herabgeſunken iſt, hat die ſtehen gebliebene Scholle eine orographiſche Längsrichtung von Nordweſten nach Südoſten erhalten, welche ſich mit dem Streichen der Schichten kreuzt.[1]) Dieſes Abſinken iſt erfolgt lange nach der Abraſion und der letzten Meeresbedeckung, ja v. Koenen[2]) iſt geneigt, ſie noch nach der Eiszeit fortdauern zu laſſen. Die Anordnung der Gewäſſer muſs daher in ihrer erſten Anlage in Uebereinſtimmung ſtehen mit den älteren Verhältniſſen, als der Harz ein Stück

[1]) Vergl. Sueſs, Antlitz I, S. 160. — Loſſen, Jahrb. d. pr. geol. Landesanſt. 1882.
[2]) Jahrb. d. pr. geol. Landesanſt. 1883.

eines von Südweſt nach Nordoſt gerichteten Abraſionsgebirges war. In der That ſind die gröſseren Bäche, wie es bei Abraſionsgebirgen die Regel iſt, quer zu dieſer alten Längsausdehnung gerichtet. So flieſsen die Bäche im Unterharz meiſt nach Südoſten oder Oſten: Bode, Selke, Eine, Wipper, Oberlauf der Oder; im Oberharz der Hauptbach, die Innerſte, nach Nordweſten. Dieſe Hauptbäche ſind nach der heutigen Orographie Längsflüſſe, nach der ehemaligen Querflüſſe. Dazu kommt dann allerdings eine groſse Anzahl von Gewäſſern, die ſich von den Rändern her mehr oder weniger tief in das Gebirge eingeſchnitten haben. Aber ſie ſind alle nur von geringer Länge und entwäſſern nur die Randpartien des Plateaus. Sie ſind wohl ſpäterer Entſtehung, indem ſie erſt durch das Abſinken der Umgebung den Anſtoſs zu ihrer Ausbildung empfingen. Die centralen Theile des Harzplateaus ſind dagegen den alten Abfluſsrichtungen treu geblieben. Die Hauptabfluſsrichtungen des Harzplateaus ſind alſo quer zum geologiſchen Streichen nach Südoſten und Nordweſten gerichtet. Ihre Scheidelinie liegt auf dem Quarzitrücken des Acker- und Bruchberges, der von Südweſten nach Nordoſten ſtreichend das Plateau von Oſterode gegen den Brocken hin durchzieht und vermöge ſeiner harten Beſchaffenheit als impoſanter, ununterbrochener, aber gerundeter Wall ſich bedeutend über die Nachbarſchaft erhebt. [1]) An dieſen Rücken ſchlieſst ſich nördlich unmittelbar die Granitmaſſe des Brocken an, welche ehemals von Grauwacken und Schiefern bedeckt, [2]) ſeine Herausſchälung wohl auch durch die Abraſion erfuhr, die ſeinen Granit nicht wegzuräumen, nur zu runden vermochte. Dieſer den ganzen Harz dominirende Höhenzug Bruchberg-Brocken verdankt dieſes Hervorragen ſeiner Härte. Wenn auch vielleicht der Brocken ſchon vor der Abraſion relativ hoch gehobene Theile des Gebirges trug, ſo iſt dies ſicher nicht mit dem Bruchberg der Fall, deſſen Quarzite (Unter-Devon) jünger ſind als die Tanner Grauwacke; die Axe dieſes letzteren Geſteins, welche den Harz von Lauterberg gegen den Ramberg durchzieht, war vielmehr vor der Abraſion als älteſtes Glied der Kern des Faltenſyſtems und wohl auch die tektoniſche und orographiſche Kulminationslinie. Sie verlor durch die Abraſion ihre waſſerſcheidende Bedeutung, und an ihrer ſtatt haben Brocken und Bruchberg die Rolle der Hauptwaſſerſcheide im Harz übernommen, gerade wie im Taunus nicht der alte Sericitgneiſsſattel, ſondern der harte Quarzitzug die Waſſerſcheide trägt. Wir haben hier alſo wiederum einen Fall, wo diejenige Geſteinszone, welche der Abraſion vermöge ihrer Härte

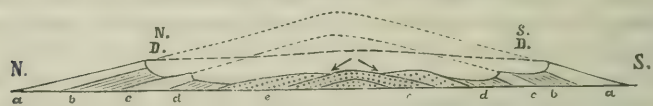
[1]) Vergl. Loſſen, Geogn. Ueberſichtskarte.
[2]) Sueſs, a. a. O., S. 216, nach Loſſen.

den ſtärkſten Widerſtand leiſten konnte, die Waſſerſcheide trägt.

Faſſen wir die angeführten Beiſpiele noch einmal überſichtlich zuſammen. Skandinavien iſt ein abradirtes Rumpfgebirge mit vorherrſchender Längsausdehnung, der die Hauptwaſſerſcheide folgt, ohne durch harte Geſteine weſentlich bedingt zu ſein; daſſelbe iſt im Erzgebirge der Fall, hier iſt aber die Waſſerſcheide einſeitig erodirt; im Tsin-ling-shan und in der Bretagne iſt die Waſſerſcheide zugleich tektoniſch und petrographiſch an beſtimmte Kulminationslinien gebunden. Die Eifel dagegen iſt ein nach allen Richtungen ziemlich gleich ausgedehntes Abraſionsplateau, in deſſen Centrum die Hauptwaſſerſcheide liegt, ohne auf die vorhandenen härteren Geſteinsmaſſen Rückſicht zu nehmen. Daſſelbe iſt im nordöſtlichen Hunsrück der Fall; aber im ſüdweſtlichen Hunsrück, im Taunus und im Harz iſt ſie an harte Geſteinszonen gebunden; im Taunus noch mit der beſonderen Modifikation der geringfügigen Verſchiebung durch einſeitige Eroſion und entſprechender morphologiſcher Geſtaltung.

Weald. Anhangsweiſe bleiben hier noch ſolche Gebiete zu erwähnen übrig, in denen die Abraſionsfläche nicht mehr erkennbar iſt, wo ſie aber ehemals beſtand und die Vertheilung der Abflüſſe bedingte, die nun nach der Zerſtörung der Abraſionsfläche räthſelhaft erſcheint. Hierher gehört z. B. die eigenthümliche Landſchaft the Weald im ſüdöſtlichen England zwiſchen der unteren Themſe und dem Canal gelegen. (Fig. 39).[1])

Fig. 39. (Profil des Weald nach Ramſay.)



a Kreide. b Gault. c Unt. Grünſand. d Wealden-Thon. e Haſtings-Sand.
— — — — Hypothetiſche Abraſionsfläche.

Dieſelbe ſtellt eine iſolirte flache Falte mit Weſtoſt-Streichrichtung mitten im engliſch-franzöſiſchen Schollenland dar, und zwar umfaſst die Falte folgende Schichtgruppen:

Kreide	Kreide-Formation
Oberer Grünſand	
Gault	
Unterer Grünſand	
Wealden-Thon	Wealden-Formation
Haſtings-Sand	

Dieſe Schichten finden ſich in folgender topographiſcher

[1]) Ramſay, Phys. Geol., p. 336 ff.

Anordnung. Die Mitte der Landſchaft nimmt eine 80 Miles lange und im Maximum 25 Miles breite, nach Oſten zwiſchen Folkſtone und Eaſtburne zum Meere geöffnete Thalebene ein, aus Wealden-Thon gebildet, in deren Längsaxe ſich niedrige Hügel des Haſtings-Sandes erheben. Dieſe Thalebene wird im Norden, Weſten und Süden von je zwei hinter einander liegenden Escarpments (einſeitige Steilabfälle) umzogen, von denen das innere von Unterem Grünſand, das äuſsere von Oberem Grünſand und Kreide gebildet wird, welche letztere ſich dann nach auſsen ſanft abdacht. Die Kronen dieſes Kreide-Escarpments, welches im Norden North Downs, im Süden South Downs heiſst, überragt die centrale Ebene des Wealden-Thons und auch die Hügel des Haſtings-Sandes um mehrere hundert Fuſs; trotzdem werden die Escarpments von zahlreichen Flüſſen in engen Thälern durchbrochen, welche von den die Hauptwaſſerſcheide bildenden Haſtings-Sand-Hügeln nach Norden und Süden abflieſsen. Wir ſehen hier alſo das eigenthümliche Schauſpiel, daſs aus einer auf drei Seiten umwallten Niederung von einer niedrigen Waſſerſcheide im Innern dieſer Niederung aus die Gewäſſer durch den hoch aufragenden, aus feſter Kreide beſtehenden Wall hinaustreten, anſtatt ſich in der Niederung zu ſammeln und nach Oſten, wo kein Wall beſteht, bequem in das Meer zu ergieſsen. An ſeitliche Anzapfung durch rückſchreitende Eroſion iſt hier bei den geringen Niveaudifferenzen nicht zu denken. Früher nahm man für dieſe Geſtaltung des Weald die zerſtörende Brandung des Meeres in Anſpruch, welches die centrale Ebene als eine Bucht erfüllt, die Escarpments als Uferklippen erzeugt und die Fluſsthäler in dieſe eingenagt haben ſollte. Beſonders vertheidigte dieſe Anſicht Wood[1]). Dieſelbe wurde von Ramſay[2]) ſchlagend wiederlegt und er, Beete Jukes[3]), Foſter und Topley[4]) ſtellten eine beſſere Theorie auf. Die flache Falte der Kreide- und Wealden-Formation wurde abradirt, ſodaſs die Abraſionsfläche von Norden und Süden ſanft zu einer Mittellinie anſtieg, welche auf den Haſtings-Sanden lag; hier wurde daher die Hauptwaſſerſcheide angelegt und hat ſich dort erhalten, obwohl das Relief durch die Eroſion ſelbſt umgeſtaltet wurde. Die weichen Schichten der Wealdenformation wurden, obwohl näher an der Waſſerſcheide liegend, ſtärker zerſtört, und die Waſſerſcheide ſelbſt mehr erniedrigt, als die Faltenflügel aus feſter Kreide, in der die Thäler bisher noch eng geblieben ſind. Die Escarpments ſind Verwitterungs-

[1]) Verſchiedene Aufſätze im Geol. Magazine III, 1866, und im Quart. Journ. 1871.
[2]) Phys. Geol., p. 338 ff.
[3]) Quart. Journ. 1862. (On the mode of formation etc.)
[4]) Quart. Journ. 1865. (Valley of the Medway etc.)

formen, wie ſie in ſanft geneigten Schichten ſtets auf der dem Einfallen abgewendeten Seite entſtehen, wo harte Schichten auf weichen aufliegen. Das öſtliche Ende der ganzen Landſchaft wurde durch den Durchbruch des Meeres zwiſchen England und Frankreich abgetrennt und liegt bei Boulogne an der franzöſiſchen Küſte.

Penniniſche Hügel. Ganz entſprechend liegen die Verhältniſſe in dem Penniniſchen Hügelzuge in Lancaſhire und Derbyſhire, nur daſs es ſich hier um viel ältere Formationen handelt. Die Tektonik ergiebt ſich ohne Weiteres aus dem Profil, welches Ramſay auf S. 325 ſeines Werkes giebt. (S. unſere Fig. 40.) Auch hier liegt die Waſſerſcheide auf dem das Centrum der abradirten Falte bildenden Kohlenkalk; die

Fig. 40. (Profil durch die Hügel von Derbyſhire u. Lancaſhire nach Ramſay.)

1 Kohlenkalk. 2 Yoredale shales. 3 Millſtonegrit. 4 Kohlenführende Schichten. 5 Zechſtein. 6 Buntſandſtein.

Flüſſe durchbrechen die Escarpments des Millſtonegrit und des Zechſtein-Dolomits, nachdem ſie eine Strecke weit ihnen entlang gefloſſen ſind. —

In dieſen Fällen iſt die Abraſionsfläche nur hypothetiſch eingeführt, um die Abfluſsverhältniſſe zu erklären, dieſe Erklärungen ſtehen daher immerhin auf ſchwachen Füſsen. Im ſüdöſtlichen England z. B. fehlt uns jeglicher Anhalt, daſs nach der Faltung des Weald, die jedenfalls nach dem Eocän ſtattfand[1]), noch eine Transgreſſion des Meeres vor ſich ging, wenigſtens ſind keine darauf hinweiſende Ablagerungen vorhanden.

B. Die Waſſerſcheiden in Schollenländern.

Der Charakter der Schollenländer kann ein ungemein verſchiedener ſein, je nach der Häufigkeit und der Anordnung der Verwerfungen, der Richtung und der Gröſse des Abſinkens der Schollen, der Neigung der einzelnen Schichttafeln u. ſ. w. Dieſe Verhältniſſe und ihre Wirkung auf die Anlage der Waſſerſcheiden wurden ganz im Allgemeinen ſchon betrachtet (S. 29), hier ſollen nun einige ſolcher Gebiete einer Beſprechung unterzogen werden.

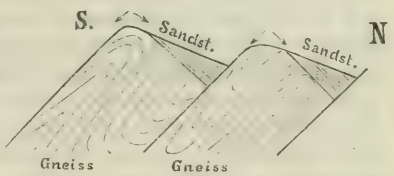
Südafrika und Dekan. Zwei, wie es ſcheint, ſehr einfach

[1]) Vergl. Dollfus (nach Barrois) im Bull. Soc. Géol. Fr., Sér. 3, T. 9, p. 119.

gebaute Schollen haben wir ſchon einmal gelegentlich als Beiſpiel angeführt, nämlich die einander ſo ähnlichen Tafelländer von Südafrika und Dekan. Beide ſtellen ſanft geneigte Schichtungstafelländer dar, das eine nach Weſten, das andere nach Oſten abfallend; dem entſprechend liegt die Hauptwaſſerſcheide in der Nähe des öſtlichen bezüglich weſtlichen Bruchrandes, durch einſeitige Eroſion von dieſem etwas verſchoben. In Dekan werden die Verhältniſſe nördlich des 20° Br. komplicirter; hier kommen auf den groſsen Baſaltdecken die Flüſſe Tapti und Nerbudda weit von Oſten her. Der Verlauf der Scheidelinie zwiſchen öſtlichem und weſtlichem Abflufsſyſtem iſt hier äufserſt gewunden; es fehlt mir an Material, um dieſe ganz beſonders intereſſanten Verhältniſſe im nördlichen Dekan zu beurtheilen.

Shan-tung. Etwas komplicirter, aber doch noch leicht überſichtlich geſtalten ſich die Dinge im Bergland des weſtlichen Shan-tung, jenem Schollengebirge, welches ſich iſolirt aus der groſsen chineſiſchen Ebene erhebt und ſich als Halbinſel nach Nordoſten vorſtreckend den Golf von Petſchili vom Gelben Meere ſcheidet. Daſſelbe findet ſeine Beſchreibung durch v. Richthofen[1]). Dieſes Bergland beſteht aus einer Anzahl gegen einander verworfener Schollen, welche aus ſtark dislocirtem Gneiſs mit darüberliegenden, ungefalteten unterſiniſchen (cambriſchen) Sandſteinen beſtehen. Die Verwerfungsklüfte ſind radial angeordnet, indem ſie von einem gemeinſamen Centrum, dem Tai-ſhan, aus nach Oſten und Südoſten ausſtrahlen; an dieſen Spalten iſt ſtets die ſüdliche reſp. ſüdweſtliche Scholle die abgeſunkene, aber jede Scholle iſt von der ſüdlichen Grenzverwerfung zur nördlichen hin geneigt. (S. ſchematiſches Profil Fig. 41.) An dem höchſten Theil jeder Scholle, d. h. an ihrem Südrande, tritt der Gneiſs zu Tage; er bildet in der Regel die Waſſerſcheide. „Auf den flachen Böſchungen der Frontſeiten der Schollen flieſsen die Gewäſſer in langen Furchen herab, welche der Neigung folgen und im Allgemeinen rechtwinklig zur Firſtlinie gerichtet ſind.“ (S. 245.) Sie ſammeln ſich in Rinnen am Fuſse des Abbruchs der nächſten Scholle, alſo auf der Verwerfungslinie ſelbſt. — Hier alſo die ſtrengſte Abhängigkeit der Waſſerläufe von den Verwerfungslinien, der Waſſerſcheiden von den Firſtlinien der einzelnen Schollen!

Fig. 41. (Profil.



[1]) China II, S. 230 ff.

Etſchbuchtgebirge. Eine geringere Abhängigkeit zeigt das ſogenannte Etſchbuchtgebirge, jenes eingebrochene Schollenland zwiſchen dem Tonalit des Adamello im Weſten und der Porphyrſcholle von Bozen und dem Granit der Cima d'Aſta im Oſten. Die meſozoiſchen Schichten ſind an Brüchen verworfen, welche von Nordnordoſt nach Südſüdweſt ſtreichen, an denen die Schollen von beiden Seiten zu einer Mittellinie hinabſinken. Dieſe Verwerfungen ſind nach Lepſius[1]) poſteocänen Alters, alſo jedenfalls zu einer Zeit noch unvollendet, in der dies Gebiet ſchon vom Meere entblöſst war. Sie bildeten ſich alſo unter Vorhandenſein eines beſtehenden Abfluſsſyſtems, welches ſich den neuen Dislokationen anzupaſſen hatte. Von groſser Bedeutung wurde es für den Verlauf der Bäche, daſs an faſt allen Verwerfungen die geſunkenen Schollen in der Nähe des Bruches eine Neigung gegen dieſen hin erhielten,[2]) ſodaſs die Verwerfungslinien ſchon tektoniſch Rinnen bildeten. So wurden die von den Seiten in die Etſchmulde herabſtrömenden Flüſſe in die Richtung der Verwerfungen gedrängt, obwohl dieſe zum allgemeinen Gefälle der Muldenflügel normal verlaufen. So folgen[3]) der groſsen Idroſee- oder Giudicaria-Spalte die Flüſſe Noce von Dimaro bis Scala, der Meledrio, die Sarca im Val Rendena, der Arno, der Chieſe; der Muldenlinie ſelbſt folgen der Noce im Val di Non, das Thal des Lago di Molveno, die Sarca in der Thalweitung von Stenico; der Gardaſee-Spalte folgt die Etſch bis zur Noce-Mündung, dann die Sarca unterhalb le Sarche. Aber man ſieht ſchon aus dieſer Aufzählung, daſs die Flüſſe nicht einer Verwerfungslinie treu bleiben, ſondern von einer zur anderen durchbrechen, um dann der neuen eine Strecke weit zu folgen. Von manchen dieſer Durchbrüche ſagt Lepſius, ſie ſeien durch Querſpalten bedingt, auf die er jedoch zum Theil, wie z. B. am Durchbruch der Sarca unterhalb Stenico, wie es ſcheint, nicht auf Grund tektoniſcher Verhältniſſe, ſondern nur aus dem Vorhandenſein des Fluſsdurchbruches ſchlieſst. Andere Querthäler aber hält Lepſius ſelbſt für reine Eroſionsthäler, ſo den Durchbruch des Noce zwiſchen Scana und Cles und den deſſelben Fluſſes in der Schlucht la Rocchetta. Dieſe Durchbrüche der Flüſſe liegen aber, wie ſich aus der geologiſchen Karte des Lepſius'ſchen Werkes ergiebt, annähernd auf den ſchmalſten Stellen der durchbrochenen Schollen. Es laſſen ſich dieſe Durchbrüche wohl am beſten nach der Powell-Tietze-ſchen Theorie erklären, nämlich durch gleichzeitiges Einſchneiden der Flüſſe in die zunächſt der Verwerfung ſich etwas hebende,

[1]) Süd-Tirol, S. 336.
[2]) Sueſs, Antlitz I, S. 320, 331.
[3]) Lepſius, Süd-Tirol, S. 322 ff., 342 ff.

im Ganzen aber abſinkende Scholle. Nur die ſchwächſten Stellen der Schollen konnten von den urſprünglich quer gerichteten Flüſſen durchſägt werden; diejenigen Bäche, die dies nicht vermochten, wurden in den Verwerfungsrinnen geſammelt und den Durchbrüchen der ſiegreichen Flüſſe zugeführt. Es erfolgt in ſolchen Fällen, wie ſchon erwähnt, eine natürliche Auswahl unter den Waſſerläufen; nur die ſtärkeren bleiben ſiegreich, die ſchwächeren paſſen ſich den neuen Verhältniſſen an. — So zeigen die höchſten Linien der Schollen des Etſchbuchtgebirges, im Gegenſatz zu den Schollen von Shan-tung, nur kurze und lokale Waſſerſcheiden, da die Waſſervertheilung nicht ganz von den Verwerfungen abhängig gemacht wurde. Die Hauptwaſſerſcheiden dieſes Gebietes liegen daher noch heute dort, wo ſie wohl auch ſchon vor der Ausbildung jener Verwerfungen lagen, auf den die Etſchbucht umgebenden hoch aufragenden Maſſen: Adamello, Cima d'Aſta, Porphyrplateau.

Colorado-Tafelländer. Ein ſolches Verhältniſs, daſs nämlich die Hauptwaſſerſcheide die eigentlichen Schichttafeln eines Schollengebietes meidet und ſich auf den ringsum aufragenden höheren Gebirgen (Horſten verſchiedener Art oder Faltengebirgen u. dergl.) hält, iſt, wie leicht erklärlich, die Regel in Gebieten, wo die Schollen eine relative Senkung gegenüber der Umgebung erfahren haben, und nicht etwa von noch tieferen Senkungsfeldern umgeben ſind (wie in Shan-tung). So werden die ausgedehnten Tafelländer von Colorado, Utah und Arizona von dem Fluſsgebiet eines Stromes, des Colorado, eingenommen, deſſen Hauptwaſſerſcheide ſich auf den die Plateaus rings umgebenden Gebirgen: den Rocky Mts., dem Windriver- und Wahſatch-Gebirge hinzieht. Die Tafelländer ſelbſt beſtehen aus einer Anzahl von gegeneinander verworfenen Schollen von beträchtlichen Niveaudifferenzen; jede einzelne Scholle fällt in der Regel nach Norden ein mit einem geringen Neigungswinkel, während die ſüdlichere Scholle die tiefer geſunkene iſt. Unbekümmert um dieſe Neigung der Schollen und um die Verwerfungen durchſtrömt der Colorado die Plateaus, ja in ſeinem Oberlaufe (als Green River) durchbricht er den gewaltigen, hoch aufragenden Horſt der Uintah Mts. Zeigt alſo der Colorado ſelbſt und ſeine gröſseren Nebenflüſſe völlige Unabhängigkeit von dem Bau des Schollenlandes, ſo ſind doch die kleineren Waſſerläufe, wenigſtens auf den Plateaus ſüdlich der Uintah Mts., ganz und gar durch dieſen Bau bedingt. Sie flieſsen entſprechend der Neigung der Schollen, alſo entgegen der Richtung des Colorado, und ſammeln ſich zu einer gröſseren Rinne jedesmal auf einer Verwerfung, wo die Stirn einer Scholle höher aufragt, als die Fläche der vorliegenden Scholle. Dieſe kleineren Fluſsſyſteme beſitzen daher ihre Waſſerſcheide auf dem Firſt ihrer

Scholle; mit dieſem erfährt ſie häufig eine Rückverſchiebung von der urſprünglichen Stelle, der Linie des Abbruchs, durch die groſsen Gefällsunterſchiede der beiden Seiten. Dadurch wird dem Abfluſsſyſtem der tieferen Scholle Terrain zugefügt, den Gewäſſern der höheren Scholle werden dagegen ihre Oberläufe abgeſchnitten.[1]) Es beſtehen alſo auf dieſen Tafelländern für die kleineren Flüſſe dieſelben Verhältniſſe, wie ſie in Shantung allen Flüſſen eigen ſind. Wenn dagegen im ſüdlicher gelegenen Grand Cañon-Diſtrikt auch die Nebenflüſſe des Colorado gegen das Schichtenfallen flieſsen,[2]) ſo iſt dies wohl auf Rückwärtsſchneiden von dem hier beſonders tiefen Cañon aus zurückzuführen.

In dieſen Gebieten, wo die Powell'ſche Theorie der Fluſsdurchbrüche entſtand, finden wir alſo auch unter den Flüſſen am trefflichſten die Auswahl durch den Kampf ums Daſein ausgebildet, welcher für Gebiete charakteriſtiſch iſt, in denen Dislokationen zu bereits beſtehenden Flüſſen in Gegenſatz treten. Die groſsen Flüſſe behaupten ſich in ihrer Lage, die kleineren müſſen ſich den Dislokationen fügen: daher ſtarke Verſchiedenheit der Richtung zwiſchen den groſsen und kleinen Flüſſen. Daſs aber der Hauptſtrom des Gebietes ſeine Hauptwaſſerſcheide auf den die Schichttafelländer umragenden Gebirgen hat, ebenſo wie im Etſchbuchtgebirge, läſst darauf ſchlieſsen, daſs dieſe Gebirge ſchon bei Ausbildung der Fluſsſyſteme über die Tafelländer hervorragten, daſs alſo die Einſenkung der Schollen ſchon begonnen hatte, als daſs ganze Gebiet zum letzten Male vom Meere entblöſst wurde.

Mitteleuropäiſche Schollenländer. Ganz anders und, wie alles in unſerem Kontinent, viel komplicirter gebaute Schollenländer beſitzt das mittlere Europa. Drei oder, wenn man will, vier groſse beckenartige Senkungsfelder, von meſo- und känozoiſchen Sedimenten erfüllt, fallen ſchon bei einem flüchtigen Blick auf die geologiſche Karte Europas als höchſt bedeutſam in die Augen. Es ſind dies: 1. das ſchwäbiſch-fränkiſche Senkungsfeld zwiſchen Böhmerwald, Thüringerwald, Odenwald, Schwarzwald, Alpen; 2. das nordfranzöſiſch-oſtengliſche Becken, welches durch das paläozoiſche Ardennengebirge und die ſich weſtlich anſchlieſsende Auffaltung des Artois und des Weald in einen ſüdlichen und nördlichen Theil geſchieden wird; 3. das Garonne-Becken. Alle dieſe Becken beſitzen im Groſsen und Ganzen ein ſchüſſelförmiges Einfallen der Schichten von den Rändern nach den centralen Partien hin. Dieſe Ränder ſind meiſt höher aufragende Gebirgsmaſſen älterer Formationen,

[1]) Ueber dieſe Verhältniſſe ſ. Powell, Colorado R., p. 167 ff., 190, 210.
[2]) Dutton, Tert. Hiſt. p. 48.

theils ſind es Abbrüche der Beckenſchichten ſelbſt nach anderen, tiefer liegenden Senkungsfeldern (z. B. zwiſchen Vogeſen und franz. Centralplateau), theils flache Gewölbe, an die ſich die benachbarten Senkungsfelder anſchlieſsen. Innerhalb eines jeden Beckens ordnen ſich die Formationen in koncentriſchen Zonen an, indem vom Rande nach dem Centrum der Mulde hin ſtets jüngere Ablagerungen an die Oberfläche treten.

Im *Garonnebecken* ſtehen hiermit die Abfluſsverhältniſſe in völliger Uebereinſtimmung. Von den ringsumher aufragenden, aus älteren Formationen beſtehenden Gebirgsmaſſen (Pyrenäen, franzöſiſches Centralplateau, Vendée) ſtrömen die Gewäſſer zu einem gemeinſamen Hauptſtrome herab, der ſich in den das Tiefſte der Mulde bedeckenden Golf ergieſst; nur im Süden ſchlieſst ſich ein zweites, kleineres, im Ganzen gleichſinnig gerichtetes Stromſyſtem (des Adour) an. Eine Hauptwaſſerſcheide umzieht daher in groſsem Bogen das Garonnebecken, das nur in zwei Lücken mit benachbarten Senkungsfeldern ſich berührt, in der Lücke von Carcaſſonne mit der Niederung des Languedoc, in der Lücke von Poitiers mit dem nordfranzöſiſchen Becken. —

Das Garonnebecken bietet daher unſerer Betrachtung wenig Bemerkenswerthes; deſto eigenthümlicher ſind die Verhältniſſe in den übrigen genannten Becken. Wir wollen hier den auf dem Kontinent gelegenen Theil der nördlichen Hälfte des engliſch-nordfranzöſiſchen Beckens, welcher das belgiſche, niederländiſche und rheiniſch-weſtfäliſche Flachland umfaſst, von der Betrachtung ausſchlieſsen. Hier ſind die ſedimentären Formationen des Untergrundes meiſt ſo von den Anſchwemmungen der Flüſſe bedeckt, daſs dieſe Anſchwemmungen ſelbſt das Beſtimmende für die Fluſsläufe geworden ſind.

a) *Ueberſicht der Abflußſyſteme:* 1. im nordfranzöſiſchen Becken. (Fig. 42, ſ. S. 124.) In den drei anderen Becken (dem nordfranzöſiſchen, dem oſtengliſchen, dem ſüddeutſchen) läſst ſich jedesmal ein centrales und ein peripheriſches Entwäſſerungsgebiet unterſcheiden; das erſtere führt ſeine Gewäſſer dem Centrum der Mulde zu, das letztere dagegen ſendet ſie durch den Wall der umgrenzenden Gebirge nach auſsen hinaus, entgegen dem Relief und der Tektonik der Becken. — Das nordfranzöſiſche Becken im engeren Sinne, welches noch die engliſchen Grafſchaften Hampſhire, Dorſetſhire, Somerſetſhire und den ſüdlichen Theil von Wiltſhire umfaſst, wird begrenzt von den Gebirgen von Devonſhire, den Höhen des Weald und des Artois, den Ardennen, dem Hunsrück, der Hardt (H.), den Vogeſen, dem Plateau von Langres (Pl. L.), der Côte d'Or (C. O.), dem franzöſiſchen Centralplateau und dem weſtfranzöſiſchen Plateau (Vendée, Bretagne und weſtliche

Normandie[1]). Ein centraler Strom, die Seine, nimmt die Zuflüſſe des innerſten Theils der Mulde auf, die ihm in radialen Richtungen, deren Centrum beiläufig Paris iſt, zuſtrömen. Andere kleinere Flüſſe entwäſſern, parallel zur unteren Seine, die Küſtenprovinzen Frankreichs und, entgegengeſetzt gerichtet, die Kanallandſchaften Süd-Englands. Am Oſt- und Südrande des Beckens finden wir dagegen Ströme, welche nebſt ihren Nebenflüſſen eine Strecke weit den Rändern des Beckens parallel laufen und dann nach aufsen hindurchbrechen: die Moſel (Mo.), die Maas und die Loire. Es umzieht alſo nicht die Hauptwaſſerſcheide

Fig. 42.

1. Alte Randgebirge. 2. Grenze des nordfranzöſiſchen Beckens. 3. Hauptwaſſerſcheide. 4. Einfallsrichtung der Beckenſchichten.

das Becken, ſich auf den Randgebirgen haltend, wie beim Garonnebecken, ſondern ſie löſt ſich vom Rande am Weſtende der Ardennen los, durchſchneidet das Becken in ſüdſüdöſtlicher Richtung, erreicht den Rand wieder an den Quellen der Marne (Ma.), um ſich von den Quellen der Yonne (Y.) aus zum zweiten Male in das Innere des Beckens zu begeben, welches ſie nun in nordweſtlicher Richtung durchzieht, bis ſie an den Quellen der Orne (Oe.) wieder den Rand des Beckens (das weſtfranzöſiſche Plateau) erreicht. Dieſe Hauptwaſſerſcheide, welche das centrale und das peripheriſche Entwäſſerungsgebiet

[1]) Das Aermelmeer iſt bekanntlich ziemlich jugendlicher Entſtehung und bedingt durchaus keine geologiſche oder phyſiographiſche Abgrenzung. Es trennt nur Gleichartiges.

der grofsen Mulde trennt, wird auf der Innenfeite ftreckenweife noch von einer Uebergangszone begleitet, welche ihre Gewäffer zwar dem Inneren der Mulde zufendet, aber erft nachdem fie eine bedeutende Strecke der peripherifchen Richtung gefolgt find (Aisne [An.], Aire [Ar.], oberer Ornain [On.], obere Eure [E.]).

2. Im öftlichen England. Hier find die Abflufsverhältniffe ganz analog. Das centrale Gebiet ift repräfentirt durch die Syfteme der Themfe, der Zuflüffe des Wafh und der übrigen kleinen Küftenflüffe des Oftens. Hier kommt es wegen der geringeren Breite des Landes nicht fo zum Ueberwiegen eines Stromes über die anderen, wie in Nordfrankreich. Die peripherifche Zone ift vertreten durch den Severn, der der Mofel völlig analog ift, und den Briftoler Avon. Weiter im Norden ift wenigftens die Uebergangszone typifch entwickelt. Trent und Ouse ftrömen lange dem Fufse der penninifchen Berge entlang, bis fie fich endlich doch noch entfchliefsen, zum Humber vereinigt, fich dem Innern des Beckens, der Nordfee, zuzuwenden.

3. Im füddeutfchen Senkungsgebiet. (Fig. 43, f. S. 126.) Wiederum ähnlich, aber noch verwickelter, liegen die Dinge im füddeutfchen Senkungsgebiet. Auch hier kommt es zur Ausbildung eines centralen Stromes, der Donau, welche das (geologifch) Tiefffte des Beckens entwäffert; aber fie ift wefentlich auf die Alpenflüffe angewiefen, im Becken felbft überwiegt bei Weitem das peripherifche Abflufsgebiet mit Hinwegfall der Uebergangszone. Neckar (Nr.) und Werra (Wa.) vertreten hier die peripherifchen Ströme Nordfrankreichs: fie flieffen den Randgebirgen parallel und brechen fchliefslich hindurch. Der Main aber übertrifft alle anderen Flüffe an Gegenfätzlichkeit zwifchen Laufrichtung und Tektonik. Wenn wir von feinen Krümmungen abfehen, läuft er gerade entgegen dem Schichtenfallen vom Inneren auf den Rand der Mulde zu. Eine Hauptwaffcrfcheide durchzieht daher das füddeutfche Senkungsfeld von Südweft nach Nordoft, allerdings mit mehreren grofsen Ausbiegungen.

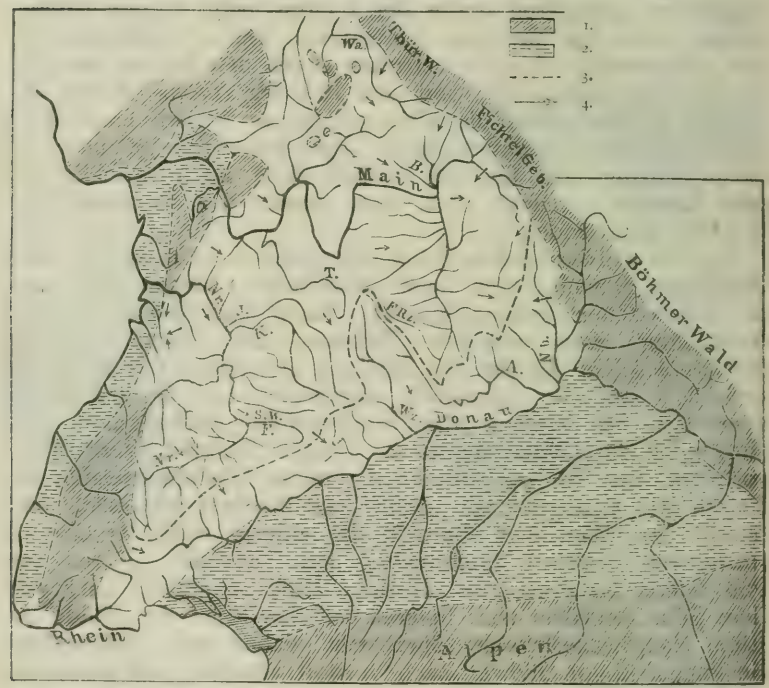
Wir haben alfo hier eine fehr auffallende und für die Geographie diefer Länder höchft bedeutfame Erfcheinung vor uns, welche fich in allen drei Becken in analoger Weife wiederholt und zwar vom weftlichen zum öftlichen an Intenfität zunehmend. Dafs derfelben eine tiefere Begründung unterliegen mufs, liegt auf der Hand. Wir wollen ihr daher im Folgenden näher zu treten fuchen.

b) *Verhältniß der Abflußfyfteme zur Tektonik.* Sehen wir zunächft zu, in welchem Verhältnifs die Abflufsrichtungen zu dem heutigen Relief und zu den demfelben zu Grunde liegenden Lagerungsverhältniffen ftehen. Gehen wir dabei vom

nordfranzöſiſchen Becken aus, daſs die geſchilderten Erſcheinungen am Typiſchſten aufweiſt.

1. Im nordfranzöſiſchen Becken. Das nordfranzöſiſche Becken wird erfüllt von den Ablagerungen der Trias-, Jura-, Kreide- und Tertiärformationen. Die Trias, als älteſte Schichtengruppe, tritt gemäſs des ſchon erwähnten ſchüſſelförmigen Einfallens und der zonenförmigen Anordnung der Formationen

Fig. 43. (Skizze des ſüddeutſchen Senkungsfeldes.)



1. Randgebirge des Beckens. 2. Tertiär und Schwemmland. 3. Hauptwaſſerſcheide zwiſchen dem centralen und peripheriſchen Entwäſſerungsgebiet. 4. Einfallsrichtung der Beckenſchichten.

zunächſt dem Rande des Beckens auf. Aber nicht überall. Sie fehlt am ganzen Weſtrande und an den weſtlichen Ardennen bis in die Gegend von Arlon im belgiſchen Luxemburg; auch am Rande des franzöſiſchen Centralplateaus tritt ſie nur wenig an die Oberfläche. An den genannten Randſtrecken der alten Abraſionsplateaus legen ſich gleich die jüngeren Formationen an. Dagegen tritt die Trias am Oſtrande in bedeutender Ausdehnung zu Tage. Sie umſäumt von Arlon an öſtlich die Ardennen, die Eifel, den Hunsrück und das pfälziſche Karbon-

und Rotliegende-Gebirge. Zwiſchen Hunsrück und Ardennen zieht ſie ſich als tiefe Bucht in das devoniſche Gebirge hinein moſelabwärts über Trier bis gegen Alf. Von dem Abbruch der Hardt gegen die oberrheiniſche Tiefebene und von den archäiſchen Höhen der Vogeſen ſenkt ſie ſich nach Weſten hinab, das Lothringiſche Plateau bildend, weſtlich bis Diedenhofen, Nancy und zu den Monts Faucilles.

Als zweite Hauptzone folgt die Juraformation; als breiter Ring zieht ſie ſich um das Becken herum von den Quellen der Oiſe (Oi.) an ſüdöſtlich an dem Südrand der Ardennen entlang, dann auf der Trias von Luxemburg und Lothringen aufruhend nach Süden; im Plateau von Langres (Pl. L.) und der Côte d'Or (C. O.) bildet ſie den Rand des Beckens ſelbſt, indem ſie hier in ſteilem Abbruch der Senke von Burgund ihre Schichtenköpfe zuwendet; von hier nach Weſten ſich wendend legt ſie ſich um das Gebirge des Morvan herum, der ein von Verwerfungen umgrenzter Theil des franzöſiſchen Centralplateaus, ähnlich dem Hunsrück, wie ein Sporn in das Becken vorſpringt. Nun legt ſich die Juraformation als ein allmählich ſich verſchmälerndes Band an den Rand der centralen und weſtfranzöſiſchen Plateaus an. Dieſer ganze Juraring beſteht wieder aus drei koncentriſchen Zonen, deren jede einem der drei Hauptglieder der Formation entſpricht. Jede dieſer Zonen dacht ſich ſanft nach der Innenſeite ab; nach außen aber iſt ſie durch einen mehr oder weniger ſteilen Abſturz (Escarpement) zur nächſt tieferen Schichtengruppe abgeſchnitten. Dieſe Escarpements rühren von der verſchiedenen Verwitterbarkeit der Schichten her, ſind alſo reine Eroſionserſcheinungen (ſ. o. S. 95). Namentlich im nordöſtlichen Frankreich ſind ſie äußerſt charakteriſtiſche Züge der Landſchaft; ſie ziehen ſich ohne Unterbrechung in ſanft geſchwungenem Bogen von den Ardennen bis zum Centralplateau.

Im Innern dieſes Jurarahmens iſt das ganze Becken von der Kreideformation eingenommen. Auch dort, wo ſie von Tertiär bedeckt iſt, wird ſie doch überall in geringer Tiefe erbohrt. Sie bildet die Küſte von ſüdlich der Seinemündung bis Boulogne, von hier ſüdöſtlich die Falte des Artois, von der aus ſie nördlich unter das flandriſche Tiefland hinabtaucht; weiterhin legt ſie ſich an den Rand der Ardennen und ſchließlich auf die Juraformationen, gegen welche ſie in zwei koncentriſchen, im Halbkreis von Mezières bis Bourges geſchwungenen Escarpements abfällt.

Im Centrum dieſes runden Beckens liegt diskordant auf der Kreide die Tertiärformation von Paris; marine, lakuſtrine und fluviatile Bildungen wechſeln mannigfach von unten nach oben. Die älteren Schichten ſind dem Eocän, die jüngeren

dem Oligocän und z. Th. dem Miocän zuzurechnen. Zu je jüngeren Schichten man aufſteigt, deſto mehr walten die Süſswaſſerbildungen vor, deſto mehr iſt auch das Ablagerungsgebiet nach Süden verſchoben. Während die eocänen Schichten ehemals über die Normandie hinweg, wo ſie jetzt bis auf wenige Reſte wegerodirt ſind, mit den gleichartigen Bildungen von Hampſhire und London zuſammenhingen, ſind die jüngſten Ablagerungen auf das Loirebecken beſchränkt und lagern dort unmittelbar auf der Kreide. Die tertiären Schichten bilden das innerſte Escarpment von Nordfrankreich, von Noyon an der Oiſe über Laon, Reims, Eperney, Troyes nach Joigny an der Yonne.

Die Lagerungsverhältniſſe ſind nun im nordfranzöſiſchen Becken durchaus nicht ſo einfach, wie man aus dieſer einfachen Anordnung der Formationen ſchlieſsen möchte. Es treten nämlich zwei Syſteme von Dislokationen auf.

Zunächſt den alten Randgebirgen geſchieht das Abſinken der meſozoiſchen Formationen an Verwerfungen, die im Allgemeinen parallel zu den Rändern, zum Theil auch normal zu denſelben ſtreichen. Der Südrand der Ardennen beſteht aus treppenförmig verworfenen Schollen, von denen immer die ſüdlichere tiefer liegt als die nördlichere.[1]) Weſtlich von den Vogeſen ſinken die Triastafeln nach Weſtnordweſt an Verwerfungen ab, die von Südſüdweſt nach Nordnordoſt ſtreichen.[2]) In der Bucht von Trier dagegen, einem groſsen Grabenbruch, ſinken die Schollen treppenförmig von beiden Seiten her zu einer Muldenlinie ab und zwar an Verwerfungen, welche von Südweſten nach Nordoſten ſtreichen.[3]) Dieſe ſetzen ſich noch weit in das Pariſer Becken hinein fort. Demſelben Syſtem gehören die Verwerfungen mit Südweſt-Streichen und Nordweſt-Abſinken an, welche ſich bei Metz und Diedenhofen mit den Nordſüden ſtreichenden Randverwerfungen kreuzen.[4]) An dieſem Spaltennetz in Lothringen wird zwar hier und da eine Scholle entgegen dem allgemeinen Einfallen der Schichten gehoben, aber im Ganzen wird das allgemeine Einfallen nach dem Centrum des Beckens hin durch die Verwerfungen nur geſteigert. Dieſes Einfallen iſt in der Pfalz[5]) und Deutſch-Lothringen[6]) ſüdweſtlich, alſo parallel den Trieriſchen Verwerfungen; im Departement

[1]) v. Lasaulx, Ardennen, S. 4.
[2]) Lepſius, Oberrh. Tiefebene, S. 83.
[3]) Grebe, Jahrb. pr. Landesanſt. 1881 u. 1883. — van Werwecke, Ztſchr. d. d. geol. Geſ. 1881, S. 512 f.
[4]) Steinmann, Führer, S. 83 f.
[5]) Laspeyres, Ztſchr. d. deutſch. geol. Geſ. 1867, S. 803 ff.
[6]) Steinmann, S. 84.

des Vosges [1]) weſtnordweſtlich. — Wenn wir nach Südweſten weiter gehen, ſo finden wir in den Departements Haute-Marne und Aube ein allgemeines Einfallen der Schichten von Südoſten nach Nordweſten. [2]) Im Departement Haute-Marne kommen viele, aber nicht bedeutende Verwerfungen vor; aber auch hier dienen dieſelben meiſt dazu, das allgemeine Einfallen zu vermehren, oder ſie ſtreichen parallel zu der Einfallsrichtung. — Der groſse Horſt des Morvan wird auf der Oſt- und auf der Weſtſeite von Gruppen annähernd meridionaler Verwerfungen begleitet, an denen die Schichten abgeſunken ſind, [3]) nur im Norden legt ſich ein gleichmäſsiger Mantel von Lias an das kryſtalliniſche Maſſiv an. [4]) Noch weit im Weſten jenſeits der Loire bei Sancerre machen ſich die Nord — Süd ſtreichenden Brüche des Morvan bemerklich, [5]) obgleich hier, wie in der ganzen Sologne, längſt wieder das centrale Einfallen (Nordweſten) [6]) herrſcht. Ueber die Brüche im weiteren Verlauf des Randes des Centralplateaus und der weſtfranzöſiſchen Platte fehlt mir das Material. [7]) Jedenfalls iſt in dieſen Gegenden das centrale Einfallen der Schichten ziemlich ſtark, wie ſich das daraus ergiebt, daſs die Jurazone am Weſtrande des Pariſer Beckens eine viel geringere Breite beſitzt als am Oſtrande deſſelben. Es ſind auch im Innern der archäiſchen Platte der Bretagne bei Rennes tertiäre Brüche konſtatirt, welche Nordnordweſt — Südſüdoſt ſtreichen. [8]) — Dieſe den Rändern des Beckens parallel laufenden Brüche entfalten ſich alſo in gröſserem Maſsſtabe nur in der unmittelbaren Nähe der groſsen Horſte des Morvan und der Vogeſen. Wir können dieſe Randbrüche für gleichalterig mit dem Einbruch der oberrheiniſchen Tiefebene annehmen, alſo die Zeit der Hauptbewegung an denſelben in das Mitteloligocän ſetzen. Als dieſer Zeit angehörig beſtimmte in der That Douvillé [9]) die weſtlichſten Brüche des Morvan bei Sancerre, und Michel-Lévy et Velain [10]) erklären das ganze Spaltenſyſtem um den Morvan für vorpliocän. Höchſtwahrſcheinlich

---

[1]) Lepſius, Oberrh. Tiefeb. S. 82.

[2]) Cornuel, Mém. Soc. Géol. Fr. Sér. 1, T. IV, p. 229; ſ. beſonders die Profile Pl. XIV; u. Bullet. Sér. 3, T. VII, p. 722 ff. — Leymerie, Mém. Soc. Géol. Fr. Sér. 1, T. VII, p. 291 ff, Pl. XVII.

[3]) Velain, Bullet. Sér. 3, T. VII, p. 766 ff. — Lévy et Velain, ebendaſ., p. 901 ff.

[4]) Velain, p. 774.

[5]) Douvillé, Bullet. Sér. 3, T. IV, p. 104.

[6]) De Coſſigny, ebendaſ., p. 230 ff.

[7]) Andeutungen über dortige Brüche finden ſich in Sueſs, Antlitz d. E. I, S. 267.

[8]) Lebesconte, Bullet. Sér. 3, T. VII, p. 451 ff.

[9]) Bull. Sér. 3, T. IV, p. 104.

[10]) Bull. Sér. 3, T. VII, p. 906.

hat die Bewegung durch die ganze Tertiärzeit fortgedauert.[1]) — Nach dem Innern des Beckens zu verſchwinden die Randdislokationen und machen dem gleichförmigen centralen Einfallen Platz, indem ſich die Schichten von Nordoſten, Oſten, Süden und Südweſten nach dem Centrum Paris hin ſenken.

Aber von Weſten her findet dieſes Einfallen nicht in dieſem Maſse ſtatt. Weſtlich einer Linie, welche man von St. Quentin, dann an der Oiſe abwärts und weiter bis zu den Quellen des Loir ziehen kann, iſt das Gebiet eines ganz anderen Syſtems von Dislokationen, als wir ſie in dem ſchüſſelförmigen Einſinken und den damit verbundenen Randbrüchen beſprochen haben.

Mit genauem Parallelismus ſtreichen in dieſem weſtlichen Theile des nordfranzöſiſchen Beckens eine Reihe von flachen Falten in der Richtung Weſtnordweſt — Oſtſüdoſt. Dieſe Falten gehen zuweilen in Flexuren (Faltenverwerfungen) über, daneben kommen auch echte Tafelbrüche vor; alle mit der gleichen Richtung. Dieſe Dislokationen haben die Kreideformation und das Eocän ergriffen, das letztere aber in viel geringerem Maſse. Auch hier iſt eine deutliche Diskordanz zwiſchen Kreide und Eocän zu beobachten. Durch dieſe Falten und Brüche iſt alſo die Oberfläche der franzöſiſchen Kanallandſchaften in eine Zahl von flachen und breiten Antiklinalen und Synklinalen mit der Streichrichtung Weſtnordweſt — Oſtſüdoſt zerlegt.[2]) Die ſüdlichſte dieſer Antiklinalen iſt das Faltenſyſtem der Perche (A. d. l. P., in Fig. 42, Dep. Orne), welches die Waſſerſcheide zwiſchen Loire und Seine bildet. Dann folgt eine bedeutende Depreſſion, deren tiefſte Linie ſich von Meudon bei Paris Seine-abwärts zieht über Septeuil, Pacy sur Eure, Louviers, Elboeuf nach Fécamp an der Küſte. Die Seine folgt annähernd dieſer Linie. Nördlich dieſer Seinemulde erheben ſich die Schichten wieder etwas, dann folgt eine neue Synklinale, welche von St. Aubin an der Küſte über Giſors ſich bis St. Denis bei Paris erſtreckt. Und nun folgt die hohe und lang hin ziehende Auffaltung des Pays de Bray,[3]) in der die Juraformation zu Tage tritt. Sie beginnt ſchon auf der Inſel Wight; die franzöſiſche Küſte betritt ſie als Antiklinale mit nördlich abſinkender Flexur bei Dieppe, nimmt an Höhe zu bis zur Weſtgrenze des Départements Oiſe, dann verflacht ſie ſich wieder und verläuft endlich in Form mehrerer flacher Falten nördlich von Paris zwiſchen St. Denis und Senlis.[4]) Die Axe des Pays

[1]) Vergl. Lepſius, Oberrh. Tiefeb., S. 85 ff.
[2]) Hébert, Bull. Sér. 2, T. XXIX, 1872, p. 446 ff., 583 ff., beſonders p. 587.
[3]) De Lapparent, Bull. Sér. 2, T. XXIX, 1872, p. 231 ff. — Dollfus, Bull. Sér. 3, T. IX, 1881, p. 112 ff.
[4]) Dollfus, Bull. Sér. 3, T. IX, 1881, p. 112 ff.

de Bray ist nördlich von einer Depression begleitet, welche von Criel am Meere durch das Thal des Cherain (Ch.) zur Oise zieht. Dann folgt die Axe der Bresle (Bl.),[1] von Treport über Senarpont und Poix nach Compiègne, und wiederum eine grosse flache Depression, die sich östlich bis Noyon an der Oise verfolgen lässt: die Mulde der Somme (So.). Ja, hierher ist wohl gar die Verwerfung an der Vesle (V., Département Aisne)[2] zu rechnen; dann hätten wir die Synklinale der Somme als diejenige dieser Dislokationen anzusehen, welche sich am weitesten nach Osten hin bemerkbar macht. Zuletzt wird die ganze Reihe von der breitesten Falte abgeschlossen: von der Erhebung des Boulonnais und der sogenannten Axe de l'Artois. Es bildet diese Fortsetzung der Wealdfalte in England den Nordrand des französischen Beckens und seine Wasserscheide gegen die nordöstlich gerichteten Flüsse des flandrischen Flachlandes.

Ueber die genauere Altersbestimmung dieser Dislokationen gehen die Meinungen der Forscher weit auseinander. Einer der besten Kenner Nordwestfrankreichs, Hébert, ist der Ansicht, dass die grösseren Falten schon vor der oberen Kreide sich zu bilden begonnen hätten, während die Brüche (failles) mehr der Tertiärzeit angehörten.[3] So versetzt er die grossen Falten der Axe de l'Artois und der Axe de la Perche in das Turon und den Beginn der Verwerfungen an der Seine in das Ende der Kreidezeit. Andere dagegen sind für ein jüngeres Alter. Douvillé[4] hält dieselben Verwerfungen an der Seine für nach dem mittleren Oligocän entstanden. Die Auffaltung des Pays de Bray ist nach de Lapparent[5] obereocän, nach Dollfus[6] postoligocän, während de la Mouffaye[7] die damit indirekt zusammenhängende Verwerfung an der Vesle sogar für pliocän hält. Es scheint aus diesen Widersprüchen hervorzugehen, dass der Anfang dieser Dislokationen in die Kreidezeit fällt, also älter ist als der Beginn der Randbrüche, dass die Bewegungen aber bis in die jüngste Tertiärzeit fortdauerten, also einen ungeheuren Zeitraum umfassen, wenn man ihn mit der unbedeutenden Höhe der Dislokationen vergleicht. Also jedenfalls haben wir es hier mit Vorgängen von sehr geringer Intensität, von der grössten Langsamkeit zu thun.

Ausser diesen Verschiebungen an Westnordwest-Linien hat aber das Terrain westlich von Paris noch eine allgemeine Hebung

[1]) De Morgan, Bull. Sér. 3, T. VII, p. 197 ff.
[2]) De la Mouffaye, Bull. Sér. 3, T. VI, p. 32 ff.
[3]) Bull. Sér. 2, T. XXIX, p. 594.
[4]) Bull. Sér. 2, T. XXIX, p. 472 ff.
[5]) Bull. Sér. 2, T. XXIX, p. 231 ff.
[6]) Bull. Sér. 3, T. IX, p. 112 ff.
[7]) Bull. Sér. 3, T. VI, p. 37.

gegenüber den centralen Theilen, welche die Hauptſtadt umgeben, erfahren. Während das Bohrloch von la Chapelle, einer nördlichen Vorſtadt von Paris, die Kreide bei 123 m unter der Oberfläche erreichte,[1]) bildet dieſe Formation im Weſten der Oiſe die Oberfläche ſelbſt und zwar in gröſserer Höhe, auch abgeſehen von den Antiklinalen, als das Eocän bei Paris. Infolge dieſer gröſseren Höhe der Kreide in der Normandie etc. iſt dort das Eocän, das ehemals in Zuſammenhang mit dem engliſchen Eocän ſtand, bis auf wenige Reſte hinweg erodirt worden. Die ſo nahe Uebereinſtimmung des engliſchen mit dem franzöſiſchen Eocän bei der Seichtheit des Meeres, in dem beide zur Ablagerung gelangten, weiſt darauf hin, daſs dieſe Erhebung der Kreide zur Zeit der Ablagerung des Eocän wohl noch nicht beſtanden haben kann. Ihr Maximum erreicht die Erhebung in einer Südweſt — Nordoſt laufenden Linie, welche die oben geſchilderten Antiklinalen in ihren höchſten Theilen ſchneidet, eine Linie, welche von Rouen nach Arras verläuft[2]) und für die Waſſervertheilung von der gröſsten Bedeutung iſt. Von ihr weſtlich ſenkt ſich die Kreide wieder etwas zur Küſte hinab.

Weſtlich dieſer Höhenlinie flieſsen nämlich die Küſtenflüſſe der Normandie, Picardie und des Artois in genauem Parallelismus mit den Weſtnordweſt ſtreichenden Falten und Brüchen dem Meere zu; nach Oſten flieſsen mit demſelben Parallelismus, aber entgegengeſetzter Richtung Flüſſe zur Oiſe hinab. (So z. B. der der Synklinale auf der Nordſeite des Pays de Bray folgende Cherain.) Dieſe Flüſſe ſtehen alſo in völliger Uebereinſtimmung mit der Tektonik und dem heutigen Relief des Landes. Dieſe Uebereinſtimmung führte Daubrée auf den Parallelismus von Diaklaſen (kleinen Spalten ohne Verwerfung) zurück, welche das ganze Gebiet in den Richtungen Weſtnordweſt — Oſtſüdoſt und Weſtſüdweſt — Oſtnordoſt durchziehen ſollen.[3]) Nur zwei gröſsere Flüſſe durchbrechen die Kreideerhebung, beide ebenfalls genau jener Richtung folgend, beide auf dem Grunde groſser Synklinalen: die Somme und die Seine. Letztere folgt beiläufig einer groſsen Verwerfung von Paris bis zum Meere. Dieſe Verwerfung zeichnet ſich faſt durchgängig dadurch aus, daſs die Schichten auf der geſunkenen (Südweſt-)Seite nach der Verwerfung einfallen.[4]) Nur Verwerfungen dieſer Art oder ſolche, an denen das Abſinken widerſinnig zum allgemeinen

[1]) Burat, Géologie, p. 515.

[2]) Vergl. die wohl nach Beaumont'ſcher Manier zu ſchematiſirend gehaltenen Ausführungen von de Mercey, Bull. Sér. 3, T. IV, p. 559 ff.

[3]) Bull. Sér. 3, T. VII, p. 144.

[4]) Hébert, a. a. O., p. 459.

Gefälle des Landes erfolgte, können, wie ſchon mehrfach betont wurde, die Laufrichtung der Flüſſe bei ihrer erſten Anlage beeinfluſſen, indem ja nur ſolche Brüche Rinnen an der Erdoberfläche veranlaſſen. So war jene Verwerfung an der Seine geeignet, einen Fluſslauf bei ſeiner Bildung aufzunehmen. Beim tieferen Einſchneiden erfolgen ſtets in ſolchen Fällen lokal ſeitliche Verſchiebungen des Fluſſes, ſodaſs er jetzt nicht mehr überall genau der Verwerfung folgt. Wir haben wohl anzunehmen, daſs Seine und Somme im Stande waren, die nach ihrer Bildung erfolgte Aufſteigung der normanniſchen Kreideplatte gegenüber dem inneren Pariſer Becken zu überwinden, unterſtützt von der gewaltigen Fluthbewegung des während der jüngeren Tertiärzeit allmählich gegen den Iſthmus von Dover vordringenden Aermelmeeres. — Wir haben alſo in der normanniſchen Kreideplatte ein ausgezeichnetes Beiſpiel der Einwirkung von Dislokationen auf die Flüſſe. Dem bedeutenderen Weſtnordweſt-ſtreichenden Syſtem ſind alle Flüſſe unterwürfig; gegenüber der ſekundären Erhebung dagegen konnten ſich nur die zwei ſtärkſten behaupten, während die kleineren auch dieſer folgen. Daher ein doppeltes Syſtem von Waſſerſcheiden: ein Weſtnordweſt-ſtreichendes mit zahlreichen, aber wenig bedeutſamen Gliedern, dem gegenüber eine wichtigere Scheidelinie von Südweſten nach Nordoſten.

Oeſtlich dieſer normanniſchen Kreideplatte liegt der tiefſte Theil des ganzen Beckens, der Sammelplatz ſeines centralen Stromes, der Seine. Mit Ausſchluſs der peripheriſchen Fluſsgebiete ſtrömen von allen Seiten die Gewäſſer dorthin zuſammen, der Richtung des Einfallens der Schichten folgend, alſo auch der Abdachung der ehemaligen Oberfläche, bevor dieſe durch die Eroſion der Flüſſe und die verſchieden ſtarke Verwitterung unregelmäſsiger geſtaltet wurde. Zuweilen macht ſich der Einfluſs derjenigen dem Beckenrande parallel laufenden Dislokationen, deren Abſinken nicht mit dem allgemeinen Einfallen übereinſtimmt, dadurch bemerkbar, daſs die Flüſſe eine Strecke weit aus ihrer centralen in die Richtung parallel dem Rande des Beckens abgelenkt werden, z. B. am Morvan [1]) und im Département Haute-Marne, [2]) aber immer nur auf kurze Strecken. Erfolgreicher in Erzeugung ſolcher parallel der Peripherie gerichteter Fluſsſtrecken ſind die Escarpements, die durch ihren nach auſsen gekehrten Steilabfall die Gewäſſer zwingen, eine Strecke weit ihrem Fuſse parallel zu laufen (z. B. obere Aisne, Aire) Hierdurch kann zum Theil die Exiſtenz der oben er-

[1]) Michel-Lévy et Velain, Bull. Sér. 3, T. VII, p. 901 ff., beſonders Karte P. XXIII (Yonne unterhalb Sardy, der Fluſs le Trait etc.)

[2]) Cornuel, Bull. Sér. 3, T. VII, p. 737.

wähnten Uebergangszone erklärt werden. Das iſt aber eine ſekundäre Erſcheinung, die erſt nach der Ausbildung der Fluſsſyſteme durch die Art der Eroſion ſelbſt hervorgerufen iſt. Oft iſt der Fuſs eines Escarpements auch nur von einem lang gezogenen Trockenthal, alſo einer Verwitterungserſcheinung, begleitet (z. B. das groſse Thal im Département Haute-Marne zwiſchen Chaumont und Neufchateau). Im Norden von Paris bewirken die öſtlichſten Ausläufer der normanniſchen Dislokationen die Oſtſüdoſt — Weſtnordweſt-Richtung der linken Nebenflüſſe der Oiſe, vor allen der Aisne, während die Hauptrinne ſelbſt, die Oiſe, der Linie folgt, an der dieſe Dislokationen geſchloſſener aufzutreten beginnen und an Stelle des oſtweſtlichen Einfallens das nordweſt-ſüdöſtliche der normanniſchen Kreideplatte tritt.

Die Waſſerſcheide gegen das Loireſyſtem wird im Weſten im Anſchluſs an die weſtfranzöſiſche Platte durch die Auffaltung der Kreide in der Landſchaft Perche gebildet. Dieſe Falte verliert ſich aber nach Südoſten in der Gegend von Chartres unter einer faſt völlig ebenen Platte von oberoligocänem Süſswaſſerkalk und anderen tertiären Bildungen: dem Plateau von Orléans oder der Landſchaft Beauce. Dieſe faſt horizontale Platte liegt nur etwa 50 m über der Loire, 120 m über der Seine. Bis Orléans flieſst die Loire und ihre Nebenflüſſe der Abdachung des Landes gemäſs; dann wendet ſie ſich aber weſtwärts und durchſchneidet die Kreide- und Juraformation und zuletzt die archäiſche Platte. Nach den heutigen Höhenverhältniſſen würden wir eher erwarten, daſs die Loire über die Beauce nach Norden ſtrömte und ſich mit der Seine vereinigte. Dieſer Durchbruch aus dem Innern des Beckens nach auſsen durch ein höheres Randplateau hindurch iſt aber noch bei weitem auffallender im nordöſtlichen Theil des nordfranzöſiſchen Beckens, weil dort die Höhe der durchbrochenen Plateaus viel bedeutender iſt.

Die Maas behält von ihrer Quelle bis Sedan ungefähr die gleiche Richtung, nämlich beiläufig von Süden nach Norden, bei; da aber auf dieſer Strecke die Formationen einen Kreisbogen beſchreiben, ſo läſst ſich ſchon daraus erſehen, daſs der Lauf des Fluſſes von der Lagerung der Schichten unabhängig iſt. Auf ſeiner oberſten Strecke, wo die Schichten von Südweſt nach Nordoſt ſtreichen, gelangt der Fluſs, indem er die Streichrichtung in ſpitzem Winkel ſchneidet, aus älteren in jüngere Formationen: Lias, brauner, weiſser Jura; innerhalb dieſes letzteren, wo er ſchon in das Gebiet nordſüdlichen Streichens gelangt iſt, flieſst er dem Streichen parallel, nähert ſich aber doch ſehr dem Rande der Kreideformation. Bei Dun (Département Meuſe) endlich kommt die Maas an den Punkt, wo das Streichen ſich

aus der meridionalen in die nordweſtliche Richtung umwendet; da ſie aber ihre nördliche Laufrichtung beibehält, gelangt ſie nun entgegen dem Einfallen von der jüngeren, inneren Formation (dem weiſsen Jura) durch den braunen Jura wieder zum Lias. Dieſes Verhalten ſteht im Gegenſatz zu der Tektonik des Landes. Wohl können Escarpements oder Verwerfungen, wie wir geſehen haben, Flüſſe eine Strecke weit der Peripherie des Beckens parallel führen, aber dann werden die Flüſſe ſtets durch das Einfallen der Schichten ſelbſt nach Innen gedrängt, ſie flieſsen nur ſo lange peripheriſch, bis ſie eine Gelegenheit haben, nach innen zu entweichen: niemals können ſie durch dieſe Faktoren gezwungen werden, ihren Weg aus einer der inneren Formationszonen in eine äuſsere zu nehmen. — Bei Sedan iſt die Maas ſchon an den Rand der Ardennen getreten; ſie flieſst demſelben parallel im Lias bis Mezières, dann wendet ſie ſich nach Norden und durchbricht in gewundenem Thal das 80 km breite Maſſiv aus harten paläozoiſchen Geſteinen, welches in Staffeln zu den Sedimentformationen des Beckens abbricht.[1]) Das Ardennenplateau zwiſchen Sedan und Mezières überragt die Höhen der linken Thalſeite aus Lias und braunem Jura um 100—200 m. — Die Maas oberhalb Sedan iſt noch dadurch merkwürdig, daſs ſie faſt keinen Zufluſs empfängt; ihr Gebiet bleibt nur auf ihre eigene Thalmulde beſchränkt.

Weiter weſtlich entſpringt die Sambre (Sb.) im Pariſer Becken in dem Gebiet der nach Südweſten einfallenden Kreide; ſie flieſst nach Nordoſten und tritt bald in das Devon der Ardennen ein. Ihr Thal iſt die direkte Fortſetzung des Oiſe-Thales; beide Flüſſe ſind durch eine durchaus flache Thalwaſſerſcheide geſchieden.[2])

Die Waſſerſcheide zwiſchen Maas und Sambre einerſeits und der Seine andererſeits iſt, wie der Lauf der Maas ſelbſt, weder tektoniſch noch petrographiſch durch den Untergrund bedingt. Sie begleitet die Maas in geringem Abſtande, zieht ſich ſchräg über die Juraformation auf die Kreide und von dieſer wieder über weiſsen und braunen Jura zurück auf die Ardennen. Sie iſt dadurch ausgezeichnet, daſs ſie an mehreren Stellen den Charakter einer Thalwaſſerſcheide trägt, daſs alſo Thalzüge aus einem Fluſsgebiet in das andere überſetzen (Oiſe zuSambre im Département Aisne; Aisne [An.] zu Bar [Br.] bei le Chesne und Aire [Ar.] zu Bar bei Buzancy, Département Ardennes; das Trockenthal weſtlich von Chaumont im Département Haute-Marne).

Die Moſel verhält ſich ganz ähnlich wie die Maas, nur

[1]) v. Laſaulx, Ardennen, S. 4.
[2]) Goſſelet, Annales Soc. Géol. du Nord. VIII, 1881, p. 30.

daſs die Höhe der Vogeſen ihrem Oberlauf eine ſtark centripetale Richtung giebt, ebenſo ihren Nebenflüſſen oberhalb Metz. Die Schichten fallen Weſtnordweſt; die Moſel durchkreuzt ſie in Nordweſt-Richtung von den älteren zu jüngeren und tiefer liegenden. Der Umſchwung in die centrifugale Richtung geſchieht bei Toul, indem ſie dort zunächſt eine nördliche Richtung einſchlägt. Dieſe Umbiegung verurſacht hier ein ſtarkes Drängen des Fluſſes an ſein linkes Ufer in der Richtung des Einfallens ſowohl der Schichten als der Plateauoberfläche des braunen Jura, in dem ſich die Moſel hier befindet. Es entſtand daher hier eine ſtarke nach Weſten ausbiegende Schlinge (vergl. S. 43), wodurch ſich die Moſel der Maas auf 12 km nähert. Man ſieht deutlich das Beſtreben der Waſſermaſſe, ihrem bisherigen Zuge weiter nach Nordweſten zu folgen, aber eine unbekannte Macht zieht ſie in die neue Bahn entgegen der Abdachung des Landes. Infolge dieſes Gegenſatzes werden natürlich die Thalwände der Moſel nun nach abwärts immer höher. Sie kehrt zunächſt nach der Grenze von braunem Jura und Lias zurück und tritt dann an der deutſchen Grenze ganz in den letzteren ein. Der Lias fällt nach Weſtſüdweſten,[1]) die Moſel flieſst nördlich. Unterhalb Diedenhofen tritt ſie in die weſtlich fallende Trias ein, die ſie in der Richtung vom Keuper auf den Buntſandſtein durchſetzt. Sie iſt hier in dem Grabenbruch von Trier, deſſen Schichten von den Seiten her nach der Grabenlinie und auſserdem von dem Innenwinkel der Bucht nach auſsen, alſo nach Südweſten, einfallen. Die Moſel bewegt ſich gegen beide Abdachungen; ſie flieſst nach Nordoſten und zwar nicht auf der tiefſten Linie des Grabens, ſondern am Südoſtrande ſich einſchneidend zwiſchen Devon und Buntſandſtein. Endlich tritt ſie bei Schweich ganz in Devon und beginnt nun ihre viel geprieſenen Windungen, die ſie ſchlieſslich zur Vereinigung mit dem Rhein hinabführen. — Ihr Nebenfluſs Saar (Sr.) verhält ſich ganz entſprechend, ich will daher dieſen Fluſs mit Hinweis auf die geologiſchen Karten nicht näher verfolgen. Daſſelbe gilt von den kleineren Gewäſſern: Seille (Se.), Nied (N.) etc.; nur die Blies (Bs.) macht eine Ausnahme.

Wir ſehen alſo in der nordöſtlichen peripheriſchen Entwäſſerungszone des nordfranzöſiſchen Beckens eine Richtung der Flufsläufe, die dem inneren Bau und der Oberflächengeſtaltung, ſoweit ſie nicht eben durch die Rückwirkung dieſer Flufsläufe beeinfluſst worden iſt, entgegenläuft. Hier wäre die Annahme, dieſe Flüſſe hätten ſich vom Auſsenrande der Devonſcholle (von Lüttich bez. Bonn aus) durch rückſchreitende Eroſion ihrer Quellbäche bis zu ihren

[1]) Steinmann, Führer, S. 84.

jetzigen Quellen durchgearbeitet, eine in keiner Weiſe zu begründende. Denn es fehlt erſtens jeder Faktor, welcher eine ſolche gewaltige Verſtärkung der Eroſion der von aufsen einſchneidenden Flüſſe gegenüber denen der Innenſeite hätte hervorrufen können; zweitens fehlt jene fundamentale Bedingung, ohne die eine Rückwärtsverſchiebung der Waſſerſcheide über ein Gebirge hinaus nicht gedacht werden kann: nämlich, daſs die Rückſeite, welche angezapft wird, bedeutend höher liegt, als die Vorderſeite; drittens widerſpricht derſelben die Allgemeinheit der Erſcheinung und der ganze Habitus der Flüſſe, beſonders der Maas, die mit ihrem ſchmalen Gebiet darauf hinweiſt, daſs ſie die Ruine eines einſt viel breiter angelegten Stromſyſtemes iſt, dem ſeine ſeitlichen Glieder abwendig gemacht worden ſind. Auch bereiten die erwähnten Thalwaſſerſcheiden dieſer Annahme groſse Schwierigkeiten. Sollte man doch bei Flüſſen, die in ſolchem Grade hätten rückwärts erodiren müſſen, wie z. B. die Maas und ihre Nebenflüſſe, gerade ſehr ſteile Gefälle an ihren Waſſerſcheiden vorausſetzen.

Es bleibt alſo nur die Annahme übrig, daſs dieſe Flüſſe ſich in Zeiten gebildet haben, wo die Reliefverhältniſſe anders waren als heute, wo das Gebiet des nordfranzöſiſchen Beckens höher lag als die Scholle des niederrheiniſchen Schiefergebirges!

2. *Im ſüddeutſchen Senkungsgebiet.* Begeben wir uns nun in das benachbarte, gleichalterige ſüddeutſche Schollenland, um auch dort die Fluſsläufe auf ihr Verhältniſs zur Tektonik zu prüfen. Auch hier haben wir ein ſchüſſelförmiges Einfallen der Schichten nach einem Centrum hin, aber dieſes Centrum iſt eine langgedehnte Zone, die Donauhochebene, deren andere Seite an das Alpengebirge ſtöſst; das Becken iſt alſo kein ringsum geſchloſſenes. Das Einfallen geſchieht zudem in viel unregelmäſsigerer Weiſe, indem die Brüche ſich nicht auf den Rand beſchränken, ſondern das ganze Becken durchziehen und in zahlreiche kleine Schollen zerlegen. Die Oberflächengeſtalt ſteht zudem lange nicht in dem engen Verhältniſs zur Tektonik, wie in Nordfrankreich; die jüngſte Formation, die tektoniſch am tiefſten liegt, bildet doch ein Plateau, die Rauhe Alp, welches die äuſseren Partien des Beckens zum Theil überragt; es liegt dies an der ſtarken Abtragung dieſer äuſseren Partien durch die Flüſſe, es iſt alſo eine Eroſionserſcheinung, die erſt eine Folge der Fluſsvertheilung iſt. Denn nur dadurch, daſs die Flüſſe des Beckens überwiegend peripheriſche ſind, kommt es — da die Abtragung ſtets von der Waſſerſcheide nach abwärts zu wächſt — daſs die inneren Gebiete des Beckens, obwohl die tektoniſch tiefſten, doch die orographiſch höchſten Theile ſind. Dieſen Umſtand können wir daher zur Erklärung der Fluſsläufe nicht verwenden; zu dieſem Zwecke müſſen wir uns

die Oberfläche konſtruiren, wie ſie bei der Bildung der Fluſsläufe vorlag, d. h. alle Wirkungen ihrer Eroſion eliminiren, und wenn wir dazu die heutigen Lagerungsverhältniſſe ausſchlieſslich in Betracht zögen, ſo würde die Oberfläche ſich von den Randgebirgen zur Donauhochebene hinabſenken und demgemäſs die Flüſſe ſämmtlich dieſer zuſtrömen.

Die Brüche, welche das ſüddeutſche Senkungsfeld durchſetzen, finden eine ſo treffliche zuſammenfaſſende Darſtellung in Sueſs' Antlitz der Erde I, S. 252 ff., daſs ich mich hier mit dem Hinweis auf dieſes Kapitel des ausgezeichneten Werkes begnügen kann. Nur die Hauptſätze mögen citirt werden: „Ringsum, am Schwarzwalde wie am Odenwalde und jenſeits am Thüringer und am Bayriſchen Walde, vollzieht ſich die Abtrennung der meſozoiſchen Tafeln vom alten Gebirge in mehr oder minder dem Gebirgsrande parallelen Brüchen, welche häufig von Querbrüchen rechtwinklig gekreuzt werden. Wendet man ſich der Mitte des Gebietes zu, ſo trifft man auch hier auf zahlreiche und unzweideutige Zeichen des Einbruches“ (S. 257) ... „Der Umriſs des Senkungsfeldes iſt nordwärts deutlich keilförmig und die peripheriſchen Brüche ſind lang und gerade und ſchneiden ſich nach den vorliegenden Angaben nordwärts in ſpitzen Winkeln: es ſcheint, daſs ſie gegen die Mitte hin ſich mehr im Bogen vereinigen.“ (S. 258.) Das ganze Syſtem findet dann ſeinen Abſchluſs im Donaubruche, der die Rauhe Alp im Süden begrenzt, an dem die Juraformation nach Süden unter das Tertiär und die Schuttmaſſen der Hochebene abſinkt. — Das Abſinken an dieſen Brüchen iſt nicht immer nach dem Centrum gerichtet, ſondern häufig ein widerſinniges. Trotzdem ſummirt ſich die Geſammtheit der Verwerfungen und die daneben beſtehende allgemeine centrale Neigung der Schichten in der Weiſe, daſs vom Rande aus nach dem Centrum immer jüngere Formationen zu Tage treten; die Reihe beginnt mit dem Buntſandſtein und endet im Allgemeinen mit dem weiſsen Jura; nur bei Regensburg liegt eine iſolirte, aber höchſt bedeutſame Scholle der Kreideformation (Grünſand und Pläner).

Der centrale Strom des Beckens, die Donau, flieſst vom Schwarzwalde dem Einfallen gemäſs nach Oſten hinab und folgt dann dem Bruchrand des Jura, da ſie von den ſtarken Alpenflüſſen und ihren Ablagerungen möglichſt weit nach Norden gedrängt wird. Früher kam ihr noch der ganze Abfluſs der Schweizer Hochebene zu Gute, denn der Rhein wurde erſt in der Diluvialzeit in die oberrheiniſche Tiefebene abgelenkt[1]). Der Donau kommen von Norden kleine Gewäſſer zu, die dem

[1]) Vergl. Rütimeyer, Thal- u. Seeb., S. 86 ff.; Kollbrunner, Morphol., S. 16; Lepſius, Oberrh. Tiefeb., S. 89.

Schichtfallen entſprechend verlaufen. Die Waſſerſcheide gegen die peripheriſche Entwäſſerung liegt im weſtlichen Theil des Jura auf ſeinem Nordrande. Dann tritt ſie bei Münſingen auf die Mitte des Plateaus zurück, da hier von dem nun tieferen Neckarthal aus die nördlichen Bäche ſtärker nach Süden eingreifen können. Aber von den Quellen der Jagſt (J., Fig. 43) an wendet ſie ſich ſcharf nach Norden, verläſst den Jura ganz und geht auf die aus Keuper beſtehende Frankenhöhe über. Dieſe bildet ein ſanft nach Südoſten abgedachtes Plateau, das in einem Steilrand nach Weſten abſetzt gegen die tiefen Thäler der Jagſt (J.) und der Tauber (T.). Dieſer Steilabfall iſt wohl ebenfalls nur eine Eroſionserſcheinung. Ueber Verwerfungen in der dortigen Gegend iſt mir keine Literatur bekannt. Auf dieſem Plateau flieſsen mehrere Flüſſe nach Südoſten herab, bis ſie an den Steilrand des Jura kommen, unter den die Keuperſchichten einfallen. Wörnitz (W.) und Altmühl (A.) durchbrechen den Jura in gewundenen Thälern, dagegen biegt die bis dahin ihnen ganz parallele Fränkiſche Rezat (F. Rz.) nach Norden um und wird dem Main tributär. Ganz richtig, nach meiner Anſicht, deutet Gümbel[1]) die Durchbrüche der erſtgenannten Flüſſe. Es iſt dies ein Fall, wie wir ihn theoretiſch S. 37 beſprochen haben. Ehemals lag der Oberlauf dieſer Flüſſe höher als das jetzige Juraplateau, das wir uns nach Nordweſten anſteigend fortgeſetzt denken müſſen. Erſt durch die Eroſion der Flüſſe ſelbſt und das allgemeine Zurückweichen des Jura-Escarpements entſtanden die heutigen Höhenverhältniſſe. — Die Waſſerſcheide gegen das Maingebiet geht alſo vom Nordende der Frankenhöhe zwiſchen Altmühl und Fränkiſcher Rezat herlaufend wieder zum Jura zurück. Von hier wendet ſich der Jura nach Norden. Die Waſſerſcheide zieht ſich ſehr bald wieder auf das weſtliche Keupervorland, da noch ein Nebenfluſs der Altmühl den Jura durchbricht, kehrt dann nochmals auf den Jura zurück und folgt nun deſſen Oſtrand, der hier höher iſt als der Weſtrand.[2]) Hier bildet nämlich der fränkiſche Jura das tektoniſch Tiefſte einer von Norden nach Süden ſtreichenden Mulde, deren Oſtflügel vom Rand des Böhmiſchen Maſſivs abgeſunken iſt. In dieſen Muldenflügel iſt die Eroſionsrinne eingeſchnitten, welche den Jura vom Fichtelgebirge trennt. Dieſe Rinne wird von der zum Fichtelgebirge hinziehenden Waſſerſcheide durchquert; nach Norden entſtrömt ihr der Rothe Main, nach Süden ſammeln ſich in ihr die verſchiedenen Zuflüſſe der Naab (Nb.), die einerſeits vom Jura, andererſeits vom Böhmerwald her geſpeiſt wird und nach Süden der Donau zufliefst. — Sämmtliche nördliche Zu-

[1]) Geogn. Beſchr. Bay. II, S. 56.
[2]) Gümbel, a. a. O. II, S. 57.

flüſſe der Donau verlaufen, wie wir geſehen haben, mit einzelnen lokalen Abweichungen gemäſs dem Einfallen der Schichten, alſo auch gemäſs der einſtigen Abdachung der Oberfläche.

Ganz anders ſteht es aber mit den peripheriſchen Stromſyſtemen. Wir müſſen uns bei ihrer Betrachtung ſtets vergegenwärtigen, daſs bei Bildung der Ströme das ganze Land noch die unzerſtörte Juradecke trug, daſs ſich alſo die Flüſſe in viel höherem Niveau befanden, und daſs die Oberfläche, wie ſie heute beſteht, gröſstentheils erſt das Werk der Flüſſe ſelbſt iſt.

Der Neckar (Nr.) flieſst zunächſt bis Horb im Allgemeinen dem Randgebirge und ſeinen Staffelbrüchen parallel. Fraas ſagt:[1] „Nirgends in ganz Schwaben wird man eine Fläche finden, die auf eine weitere Erſtreckung hin, nicht einmal auf 1 km hin, ein gleichmäſsiges Gefäll oder auch nur eine zuſammenhängende Horizontale zeigte. Ueberall ſind die Schichten in Schollen zerriſſen, die in abgetreppten Niveaus ſich befinden.“ Dazu kommt, daſs vielfach Schollen in der dem allgemeinen Einfallen entgegengeſetzten Richtung abgeſunken ſind. Daher iſt es leicht verſtändlich, weshalb der Fluſs auf längere Strecken der Richtung ſolcher Verwerfungen folgt. Die Verwerfung, die ihm ihren Lauf anwies, braucht dabei durchaus nicht mehr genau mit dem heutigen Fluſslauf übereinzuſtimmen. Von Horb bis Plochingen flieſst er nach Nordoſten, parallel dem Streichen der Schichten. Denn hier fallen dieſelben gemeinhin nach Südoſten.[2] Bei dieſem Einfallen findet ein ſtufenförmiges Abſinken nach Nordoſten ſtatt, dem alſo der Fluſs in der Richtung von der Höhe zur Tiefe folgt. Auſserdem ziehen ſich dem Neckar parallel (Südweſten — Nordoſten) Spalten mit abwechſelnder Hebung und Senkung der Schollen (peripheriſches Spaltenſyſtem nach Deffner).[3] Wir finden alſo hier den Fluſs in Abhängigkeit von den Brüchen, nicht von dem allgemeinen Schichtenfallen, aber auch nicht in direktem Gegenſatz zu letzterem. Bei Plochingen trifft der Neckar auf die relativ gehobene Scholle des Schurwaldes (eines Horſtes, S. W.) und wendet ſich an deren Stirn, anſtatt nach Südoſten, nach Nordweſten bis Cannſtadt. Demſelben Bruchrand folgt in derſelben Richtung die bei Plochingen mündende Fils (F.). Von hier ſtrömt alſo der Neckar, zwar noch von Brüchen bedingt, wie vorher, aber entgegen dem Einfallen der Schichten, und dieſe Gegenſätzlichkeit behält er bis zur Mündung bei. Er durchquert daher die Trias in der Richtung vom Keuper zum Buntſandſtein, ja ſchneidet ſchlieſslich

[1]) Geogn. Beſchr., S. XXI.
[2]) Deffner, Lagerungsverhältn., S. 228.
[3]) a. a. O., S. 232.

bei Heidelberg in das Urgebirge ein; er kreuzt rechtwinklig und entgegen dem Abſinken der Schollen die öſtlichen Randverwerfungen des Odenwaldes; er benutzt zum Austritt in die oberrheiniſche Tiefebene nicht die tiefſte Mulde der Einſenkung zwiſchen Schwarz- und Odenwald, die ihn bei Langenbrücken herausführen würde, ſondern ſchneidet ſein Thal ein nahe dem höchſten Theile des nördlichen Muldenflügels, zum Theil in die Geſteine des Odenwaldes. Alſo von Plochingen ab gänzlich von der Tektonik unabhängiger Verlauf! — Ebenſo unabhängig ſind die gröſseren Nebenflüſſe des Neckar, beſonders Kocher (K.) und Jagſt (J.); dagegen ſchmiegen ſich die kleineren Gewäſſer ſeines Gebietes vielfach den Lagerungsverhältniſſen an. So folgen der Abdachung die linken Seitenbäche der Kocher von den Welzheimer und Löwenſteiner Bergen her.

Ueber die Tektonik der fränkiſchen Tafelländer iſt mir keine Literatur zugänglich. Aber aus der Vertheilung der Formationen geht ſchon hervor, daſs dieſelben vom Speſſart bis nach Lichtenfels von Weſten nach Oſten, alſo dem Main entgegen, einfallen. Zunächſt des Fichtelgebirges und des Frankenwaldes dagegen iſt die Trias in zahlreiche, bunt verworfene, ſchmale Streifen zertheilt, welche gegen das Urgebirge ſteil aufgerichtet ſind.[1]) In den ſtarken Windungen des Main in ſeinem ganzen Laufe macht ſich wohl der Einfluſs der nachträglich erfolgten Dislokationen und Senkungen auf den ihnen widerſtrebenden Fluſslauf geltend. Dieſe Erſcheinung iſt wahrſcheinlich ein Analogon der Schlingenbildung, die wir S. 43 f. theoretiſch abgeleitet haben. Würden die Dislokationen intenſiver vor ſich gegangen ſein, ſo würde der Fluſs ſchlieſslich in eine Anzahl, zunächſt nordſüdlich gerichteter Fluſsläufe zerſchnitten worden ſein, die ſich dann bald alleſammt nach Oſten entwäſſert hätten. Unter den kleineren Gewäſſern des Maingebietes folgen der Abdachung u. a. der Oberlauf der fränkiſchen Rezat und die übrigen weſtlichen Zuflüſſe der Regnitz (Rg.), dann auch Rodach, Baunach (B.) u. a. m.

Die Werra (Wa.) endlich flieſst dem Randgebirge (Thüringer Wald) entlang parallel dem Streichen der Schichten, bis ſie an ſeinem Weſtende nach Nordoſten zum Thüringiſchen Becken hindurchbricht; aber auch dieſes verläſst ſie bald wieder in der Richtung auf das höhere Heſſiſche Hügelland.

Auch für dieſe Flüſſe gelten dieſelben Gründe, welche die Anwendung der Rückverſchiebung der Waſſerſcheide durch einſeitige Eroſion auf die Erklärung der Fluſsſyſteme der Moſel, Maas und Loire unſtatthaft erſcheinen laſſen. Auch die peripheriſch gerichteten Flüſſe des ſchwäbiſch-fränkiſchen Senkungs-

[1]) Gümbel, a. a. O. III, S. 17 f., S. 592.

feldes ſcheinen nur die eine Erklärung zuzulaſſen nach der Powell-Tietze'ſchen Theorie: es ſind Flußſyſteme, die in ihrer Hauptrichtung vorgezeichnet waren, ehe die heutigen Relief- und Lagerungsverhältniſſe zur Ausbildung kamen, die dann allerdings ſie im Einzelnen vielfach modifizirten, namentlich die Oberläufe und überhaupt die kleineren Glieder des Syſtems ſich unterthänig machten. Daſs dieſer Vorgang mechaniſch möglich iſt, wurde im theoretiſchen Theil (S. 38 f.) nachzuweiſen verſucht. Die Thatſachen ſtimmen, wie aus den vorhergehenden Ausführungen erhellt, gut mit dieſer Erklärung überein. Sie bleibt aber dennoch nur eine unſichere Hypotheſe, wenn es nicht gelingt, aus der Vergangenheit der in Rede ſtehenden Gebiete nachzuweiſen, daſs in der That die Ausbildung der Flußſyſteme vor der Ausbildung der heutigen Tektonik ſtattfand, und zwar in einer Zeit, in welcher die Reliefverhältniſſe eben die Richtungen der Flüſſe vorſchrieb, wie ſie uns heute ſo wunderbar erſcheinen. Das wollen wir im Folgenden verſuchen.

c. *Entwickelung der heutigen Verhältniſſe.* Das Gebiet der heutigen ſüddeutſchen und nordfranzöſiſchen Senkungsfelder war am Ende der paläozoiſchen Zeit erfüllt von gewaltigen, von Südweſten nach Nordoſten ſtreichenden Faltengebirgen, welche am Oberrhein vornehmlich aus archäiſchen, am Mittelrhein aus paläozoiſchen Geſteinen ſich zuſammenſetzten. In der Zeit des Rotliegenden und Buntſandſteines wurden dieſe Gebirge durch wahrſcheinlich mehrmals wiederholte Meerestransgreſſion abradirt und dadurch eine ziemlich ebene Abraſionsfläche hergeſtellt. Auf dieſer ſchlugen ſich die meſozoiſchen Sedimentformationen nieder. Aber bald begann das ganze Gebiet ſich in einzelne Schollen zu zerlegen, die an Brüchen vertikale Bewegungen erfuhren. Denn es tauchen ſchon bei Beginn der meſozoiſchen Zeit größere Schollen aus dem Meere empor: die Böhmiſche Scholle, von Rotliegendem einſt bedeckt, [1]) weiſt keine triaſſiſchen und juraſſiſchen Ablagerungen auf, ſondern diente den Meeren dieſer Zeiten als Ufer; [2]) am Niederrheiniſchen Schiefergebirge finden wir ſchon in der oberen Trias Uferbildungen; [3]) ebenſo waren die franzöſiſchen Plateaus ſammt Devonſhire etc. damals ſchon trocken gelegt; [4]) außerdem zog ſich ein kryſtalliniſcher Wall zwiſchen der heutigen Donau und den Alpen hin, welcher die Trennung der ganz verſchiedenartigen Ablagerungen der

[1]) Sueſs, Antlitz I, S. 252.
[2]) Gümbel, Geogn. Beſchr. II, S. 52, 689; III, S. 627.
[3]) Benecke, Die Trias etc., S. 219 f. — van Werwecke, S. 512. — v. Laſaulx, Ardennen, S. 4.
[4]) Benecke, ebendaſ. S. 230 f.

mesozoischen Formationen in unserem Gebiet und den Alpen bewirkte. Er ist jetzt bis auf ganz geringe Spuren verschwunden; er ist am Donaubruch in die Tiefe gesunken; aber in dem Einsturzkessel des Ries finden wir einzelne stehen gebliebene Klippen von archäischem Gestein, auf welchem direkt der Jura liegt.[1]) Unter der heutigen Schwäbischen Alp liegt also dort wenigstens noch in geringer Tiefe das Urgebirge, nicht Trias, die doch schon am Nordrande der Alp unter dem Jura hervortritt. Das ist wohl ein Rest jener alten Barrière, auf welche die Juraformation etwas weiter hinaufdrang, als die früheren Ablagerungen der Trias.

Zwischen diesen von den mesozoischen Meeren mehr oder weniger freien Schollen lag nun das einheitliche Ablagerungsgebiet der Trias und des Jura von Süddeutschland, Nordfrankreich und England. Die Kreide lagerte sich in England und Nordfrankreich ebenfalls zusammenhängend ab. Die Ostgrenze ihrer einstigen Verbreitung in unserem Gebiete ist unbekannt, da ihre heutige Ostgrenze in Nordfrankreich durch die Erosion geschaffen ist. Nun finden wir bei Regensburg eine Scholle der Kreideformation[2]) (Grünsand und Pläner), welche neben enger Uebereinstimmung mit der böhmischen Kreideformation doch auch grosse Verwandtschaft mit den nordfranzösischen und englischen Ablagerungen, aber gar keine mit der so nahen alpinen Kreide zeigt. Es ist also immerhin nicht unmöglich, dass das ganze süddeutsche Senkungsfeld gerade wie vom Jura, so auch von der Kreide bedeckt war, die nachher bis auf jene Scholle bei Regensburg der Erosion zum Opfer fiel.

Mit dem Schluss der mesozoischen Epoche beginnt eine Kontinentalperiode für unser ganzes Gebiet. Im schwäbisch-fränkischen und in den östlichen Theilen des nordfranzösischen Beckens beginnt sie entweder mit dem Schluss der Juraperiode oder dem Ende der Kreidezeit (je nach dem wir eine einstige Bedeckung durch die Kreideformation annehmen oder nicht), und dauert — mit Ausnahme der jetzigen oberrheinischen Tiefebene — bis heute. Im westlichen französischen Becken und in Ostengland beginnt sie jedenfalls mit dem Ende der Kreidezeit, endet aber schon mit dem Beginn der eocänen Ablagerungen; sie ist also sehr kurz im Vergleich zu den östlicheren Gegenden, aber immerhin lang genug, um die Verwitterungskruste des Argile à silex auf der Kreide und die ersten Anfänge von Dislokationen (wie wir gesehen haben) entstehen zu lassen, sodass das Eocän diskordant auf der Kreide liegt. In diese voreocäne Festlandsperiode fällt in allen denjenigen Theilen

[1]) Suess, Antlitz I, S. 259 f.
[2]) Gümbel II, S. 697 ff.

unſeres Gebietes, die nicht nachher von dem eocänen Meere überſchwemmt wurden, alſo in Süddeutſchland und Nordoſtfrankreich, die Ausbildung von Fluſsſyſtemen, die ſeitdem durch keine Meeresbedeckung in ihrer Entwickelung geſtört wurden. Wohl aber traten in der Mitte der Tertiärzeit alle jene gewaltigen Dislokationen ein, die heute das Relief bedingen. Um alſo das Relief zur Zeit der voreocänen Kontinentalperiode, alſo zur Zeit der Fluſsanlage jener Gegenden, zu ermitteln, müſſen wir aus den heutigen Verhältniſſen alle jene Brüche und Bewegungen wegdenken, die ſich erſt in der mittleren Tertiärzeit ereigneten. Dann erſcheint die ganze Fläche der meſozoiſchen Formationen als eine einheitliche Tafel, deren Höhe (d. h. Entfernung vom Erdmittelpunkt) wir, inſoweit dies durch theoretiſche Betrachtung möglich iſt, erhalten, wenn wir uns die geſammte Trias und Juraformation — von der Kreide wollen wir abſehen — auf die archäiſchen Horſte auftragen; denn dieſe Gebirgsmaſſen haben ſeitdem keine wahrnehmbare Hebung erfahren, ſondern ſind ſtehen geblieben oder höchſtens etwas geſunken. Wir würden alſo eine Ebene bekommen, die ſich nach Norden abdachte; denn der Odenwald iſt ja viel tiefer als der Schwarzwald; eine Fläche, die aber zugleich auch in ihren nördlichen Theilen noch beträchtlich höher lag, als heute das Plateau des Niederrheiniſchen Schiefergebirges. Die niederrheiniſche Schieferſcholle war zwar noch zur Jurazeit höher als das Ablagerungsgebiet der meſozoiſchen Formationen, in der mittleren Tertiärzeit jedoch finden wir ſie ſchon mindeſtens ſo tief wie jetzt, denn damals fanden nur abſinkende Bewegungen der Beckenſchichten an den Rändern der Schieferſcholle ſtatt, alſo keine irgend beträchtliche Senkung dieſes Schieferplateaus ſelbſt. Ferner finden ſich oligocäne Meeresſande mit Auſtern auf dem Plateau des Hunsrück (ſ. S. 113). Die Senkung der niederrheiniſchen Schieferſcholle aus ihrer hohen Lage zur Zeit der Juraformation in ihre heutige (in Verhältniſs zu den ergänzten Schwarzwald- und Odenwald-Höhen) tiefe Lage muſs alſo der Hauptſache nach zwiſchen der Jurazeit und jenen tertiären Dislokationen erfolgt ſein; d. h. vor Eintritt jener Dislokationen befanden ſich die heutigen ſüddeutſchen Senkungsgebiete in einer höheren Lage als das Rheiniſche Schiefergebirge. Wenn wir z. B. finden, daſs die Waſſerſcheide der Moſel und der Maas gegen die Saône in den Monts Faucilles Höhen von 450 bis 600 m aufweiſt, alſo den höheren Theilen des Rheiniſchen Schiefergebirges nahe kommt, ſo müſſen wir uns zu dieſen Höhen nun noch die Mächtigkeit des Muſchelkalks, Keupers und der ganzen Juraformation, die jetzt von den Monts Faucilles abgetragen ſind, hinzuzählen: dann bekommen wir Höhen, die das Rheiniſche Schiefergebirge weit übertreffen. Und doch haben die Monts Faucilles

ſeitdem keine Hebung, ſondern nur Senkung, das Rheiniſche Schiefergebirge aber höchſt wahrſcheinlich keine Senkung erfahren. — Im Oſten beſtand von jeher das Feſtland der böhmiſchen Maſſe, im Südoſten jener archäiſche Höhenzug zwiſchen Schwarzwald und Böhmerwald, deſſen letzte Spuren noch im Rieskeſſel zu ſehen ſind. Aus dem allen ergiebt ſich zum mindeſten mit groſser Wahrſcheinlichkeit, daſs zur voreocänen Kontinentalperiode die franzöſiſchen und ſüddeutſchen meſozoiſchen Gebiete eine im Ganzen ungebrochene Platte bildeten, welche ſich im weſtlichen Theil von Süden nach Norden, im öſtlichen Theil von Südoſten nach Nordweſten zum niederrheiniſchen Schieferplateau hinabſenkte. Die damals ſich ausbildenden Flüſſe ſchlugen daher annähernd dieſe Richtungen ein [1]) und floſſen auf das rheiniſche Schieferplateau hinab. Damals bildeten ſich Main, Neckar, Moſel und Maas annähernd in der heutigen Richtung aus. Der Rhein exiſtirte in einer der heutigen ähnlichen Form noch nicht, da ihm noch der ganze Oberlauf fehlte; doch vereinigten ſich wohl Neckar und Main zu gemeinſamem Lauf über das Schieferplateau und nahmen in dieſem ſelbſt noch die Moſel auf.

In der Eocänzeit begannen ſchon Bewegungen, welche die ſpäteren groſsartigen Senkungen vorbereiteten. Der weſtliche Theil Nordfrankreichs ſenkte ſich unter das Meer. An der Stelle der ſpäteren oberrheiniſchen Tiefebene entſtand eine flache Einſenkung, in der ſich einige Binnenſeen bildeten, [2]) die wahrſcheinlich nach Norden abfloſſen. In der oligocänen Zeit fanden dann jene mächtigen Senkungen an Brüchen ſtatt. [3]) Vor dem Beginn dieſer Ereigniſſe war aber die Eroſion ſchon weit vorgeſchritten. So ruht z. B. das Tertiär bei Langenbrücken direkt auf braunem Jura. [4]) Dieſe Senkungen waren jedenfalls ungemein langſame, da wir annehmen müſſen, daſs ſie der Faltenbildung in den Alpen, mit der ſie in urſächlichem Zuſammenhang ſtanden, parallel liefen. Die Oberrheiniſche Tiefebene ſank ein und ein Meeresgolf drang von Süden her in ſie hinein, der nun Main und Neckar aufnahm; das ſüddeutſche Becken ſenkte ſich nach dem Donaubruche hinab und verurſachte dadurch manche groſse Biegungen in den Flufsläufen,

[1]) Zum Beiſpiel der groſse oſtweſtliche Fluſs des bayeriſchen Alpenvorlandes, der erſt am Schluſs des Miocän der Donau Platz machte. (Penck in Kirchhoffs Länderkunde I, S. 164.)

[2]) Lepſius, Oberrh. Tiefeb., S. 84.

[3]) Deffner u. Fraas, Langenbrücken, S. 523 ff. — Benecke, Die Trias, S. 320 ff. — Lepſius, Oberrh. Tiefeb. — Derſelbe, Ueber den bunten Sandſtein etc. — Gümbel, Geogn. Beſchr. Bay. II, S. 776.

[4]) Deffner u. Fraas, a. a. O., S. 35.

die ſich gegen die neue Senkung behaupteten, während andere, ſchwächere der neuen Abdachung folgten, z. B. die Donauzuflüſſe. An Stelle des verſunkenen archäiſchen Gebirges trat nach dem Ablauf der tertiären Binnengewäſſer ſpäter die Donau. Auch dies Ereigniſs ſcheint erſt nach langem Kampfe zwiſchen Flüſſen und Dislokationen vollendet worden zu ſein, denn noch zur Obermiocänzeit hatte nach Penck[1]) das bayeriſche Alpenvorland ein oſtweſtliches Gefälle und wurde von einem groſsen Fluſſe in dieſer der heutigen Donau entgegengeſetzten Richtung durchſtrömt. Im Weſten ſenkte ſich das nordfranzöſiſche Becken ein, während trotzdem das Meer, welches zur Eocänzeit ſein Centrum erfüllt hatte, ausgeſüſst wurde, ein neuer Beweis für die Langſamkeit der Senkung, die nicht einmal mit dem allgemeinen Rückzuge des Meeresſpiegels Schritt halten konnte. Doch wurde durch dieſelbe den Flüſſen der nächſten Umgebung des Pariſer oligocänen Sees der Lauf zu dieſem hin vorgeſchrieben, während ſich Moſel und Maas behaupten konnten. In der Miocänzeit ſchreitet die Senkung fort; das nordfranzöſiſche Becken wird allmählich trocken gelegt und die Fluſsſyſteme dort vollendet. Das oligocäne Meer in der Oberrheiniſchen Tiefebene wird in eine Reihe von Landſeen aufgelöſt, die zum Theil nach Süden abflieſsen,[2]) zum Theil nach Norden. Die Waſſerſcheide zwiſchen beiden Abfluſsſyſtemen lag in der Gegend des Kaiſerſtuhles.[3]) Der Schluſsſtein der ganzen Entwickelung iſt das Verſchwinden dieſer Waſſerſcheide und das Hineinziehen des ſchweizeriſchen Rheingebietes in das Fluſsgebiet der Oberrheiniſchen Tiefebene, was erſt mit Beginn der Diluvialzeit eintrat.[4])

So ergiebt ſich aus dieſer hiſtoriſch-geologiſchen Betrachtung eine neue Stütze für die Hypotheſe, zu welcher uns die Betrachtung der heutigen Verhältniſſe ſchon geführt hatte; daſſelbe, was Lepſius am Schluſſe ſeiner Arbeit über die Oberrheiniſche Tiefebene (S. 89) in folgenden Satz kleidet — allerdings den einzigen, welcher ſich auf die Fluſsſyſteme bezieht: „Dieſelbe Erwägung, die wir aus der geologiſchen Geſchichte des oberrheiniſchen Gebirgsſyſtems gewonnen haben, nämlich daſs die Randgebirge der Rheinebene durch langſames aber lange andauerndes Abſinken der Trias- und Juratafeln ſowie des Tertiärs entſtanden ſind, giebt uns auch die richtige Erklärung des eigenthümlichen Verlaufes der Flüſſe im Stromgebiete des Rheins: der Neckar, der Main, die Zorn (?), die Moſel, die Saar, die

[1]) Kirchhoff's Länderkunde I, S. 164.
[2]) Lepſius, Oberrh. Tiefeb., S. 84.
[3]) Kollbrunner, Morphol., S. 16 nach Sandberger.
[4]) Lepſius, Oberrh. Tiefeb., S. 84.

Nahe und der Rhein selbst konnten deswegen die Gebirge, durch welche ihr Unterlauf geht, durchfliefsen und durchschneiden, weil ehemals die Landstrecken ihres oberen und mittleren Laufes in einem höheren Niveau als jetzt sich befanden."

Dieselbe Betrachtung auch für die Loire und für England auszuführen, fehlt mir leider das Quellenmaterial; doch scheint es, dafs auch dort dieselbe Erscheinung in der Flufsvertheilung auch ähnliche Ursachen habe. So erklärt wenigstens Ramsay[1]) den Lauf des Severn und des Bristoler Avon auf ganz entsprechende Weise, indem er annimmt, dafs noch zur Miocänzeit in Ostengland ein allgemeines Einfallen nach Westen nach dem alten Massiv von Wales und Devonshire hin stattgefunden habe, und erst später die Einsenkung nach Osten erfolgt sei.

Die Wasserscheiden in den drei betrachteten europäischen Schollenländern sind daher in ihrem Verlauf sehr wahrscheinlich durch den Kampf von Erosion und Dislokation bedingt. Sie bilden die Grenzen zwischen dem Gebiet, in welcher die Erosion das neue Dislokationssystem überwand, und dem Gebiet, in dem letzteres Sieger blieb (d. s. die central entwässerten Beckentheile). Es ist daher ihr Verlauf durch das komplicirte Zusammenwirken verschiedenartiger Faktoren bedingt und infolge dessen in keinen erkennbaren Zusammenhang mit dem heutigen inneren Bau des Untergrundes zu bringen. Daher der scheinbar unmotivirte Verlauf quer über die Abhänge der Becken!

Wir sehen also in den Schollenländern die verschiedenartigsten Verhältnisse im Verlauf der Wasserscheiden obwalten, von gröfster Einfachheit und gänzlicher Abhängigkeit bis zur Unabhängigkeit von Tektonik und Relief.

C. Die Wasserscheiden in Faltengebirgen.

Bei Behandlung der Anlage der Wasserscheiden wurden zwei Haupttypen von Faltengebirgen unterschieden, solche, deren Falten selbstständig und in lockerer Stellung neben einander herlaufen, und solche, in denen die einzelnen Falten, die Elemente des ganzen Gebirges, zu einem enggeschlossenen Ganzen zusammengepresst sind. Dieser Unterschied ist maßgebend für die Anlage der Wasserscheiden in einem aus dem Meere aufsteigenden Gebirge und in einem solchen auf dem Lande entstehenden Gebirge, in dem die Gebirgsbildung die Erosion vollständig zur Anpassung zwingt. Wo dagegen die Erosion

[1]) Phys. geol., p. 504 ff.

ſich mehr oder weniger gegen die Gebirgsbildung behaupten kann, oder wo ſpätere Verſchiebungen der Waſſerſcheide eingetreten ſind, dort kommen noch andere Umſtände als entſcheidend für den Verlauf der Waſſerſcheide in Betracht, nämlich die Verhältniſſe des Faltengebirges zu ſeiner Umgebung, beſonders wenn dieſe ſchon vor der Gebirgsbildung Feſtland war. Von dieſen Verhältniſſen ſind ja zum groſsen Theil alle jene Faktoren abhängig, welche die Eroſionskräfte im Gebirge bedingen. Wir können daher bei Betrachtung der Waſſerſcheiden in Faltengebirgen mit Vortheil eine andere Eintheilung der letzteren zu Grunde legen, ohne dabei die erſte, welche für die Anlage, alſo einen der Faktoren des heutigen Verlaufes, entſcheidend iſt, auſser Acht zu laſſen. Wir unterſcheiden demnach für den vorliegenden Zweck: 1. Faltengebirge, deren Längsrichtung parallel der Streichrichtung der Falten verläuft und deren beide Seiten ähnlich gebaut ſind (Jura-Typus); 2. Faltengebirge zwiſchen zwei annähernd gleichen Schollen, deren Grenzlinien gegen das Gebirge nicht parallel den Faltenlinien des Gebirges verlaufen (Gebirge, in denen die Falten ſchief zur Längsausdehnung des Ganzen ſtreichen, Tien-shan-Typus); 3. Faltengebirge zwiſchen einem Hochplateau auf der Innenſeite und einem Tieflande auf der Auſsenſeite (Randgebirge von Hochländern, Himalaya-Typus); 4. Faltengebirge mit einer Bruchzone auf der Innenſeite und einer ebenfalls nicht hohen, aber weniger gebrochenen Scholle auf der Auſsenſeite (Alpen-Typus). Der erſte Typus pflegt aus locker geſtellten Falten zu beſtehen; unter den Gebirgen des zweiten und dritten Typus kommen ebenſowohl lockere als zuſammengepreſste, im vierten Typus vorwiegend zuſammengepreſste vor, die nur am Auſsenrande in locker geſtellte Falten verlaufen.

1. Zum erſten Typus gehört der *Schweizer Jura*, das Muſterland der tektoniſchen Thäler.[1]) Lange Faltenzüge, von Südoſten her zuſammengeſchoben, verlaufen in ſanftem Bogen von Südweſten nach Nordoſten. Die Gewäſſer ſammeln ſich zwiſchen ihnen in den Mulden oder den geſpaltenen Sätteln, brechen von einem Längsthal zum anderen durch, meiſt an den Stellen, wo ſich zwei einander in der Längsrichtung erſetzende Faltenſättel berühren.[2]) Dieſe Durchbrüche ſind wohl reine Eroſionsthäler, aber ihre Lage iſt bedingt durch die Anordnung der Gewäſſer, wie ſie der Faltenwurf der Erdrinde erzeugte, und dieſe Anordnung bleibt beim Tiefergraben im Allgemeinen erhalten. In vielen Fällen kam natürlich das Gewäſſer beim Einſchneiden in anders gebaute Schichtenſyſteme hinein, als es

[1]) Löwl, Thalbildung, S. 4.
[2]) Vergl. Studer et Eſcher, Carte géol.

an der urſprünglichen Oberfläche angetroffen hatte; hierdurch und durch möglicherweiſe hier und dort erfolgte ſeitliche Anzapfung mag die urſprüngliche Uebereinſtimmung von Tektonik und Abfluſsrichtungen etwas verwiſcht ſein. Aber im Allgemeinen zeigt der Schweizer Jura die Abfluſsverhältniſſe, wie ſie theoretiſch in locker geſtellten Faltenſyſtemen vorauszuſetzen ſind.[1]) Demgemäſs ſpringt die Hauptwaſſerſcheide von einem Faltenſattel zum anderen über, mit äuſserſt unregelmäſsigem Verlauf. — Gegen das Nordende wird dagegen die Tektonik des Jura und damit auch ſein Fluſsſyſtem eine bedeutend anders geſtaltete. Oeſtlich der unteren Birs und nördlich der Linie Laufen-Waldenburg-Brugg ſtellt ſich den von Südoſten her geſchobenen Falten die ſtarre Scholle des „Tafeljura“ entgegen, in welcher der ſtauende Einfluſs des Schwarzwaldes zur Geltung kommt.[2]) Aber ſchon weit im Weſten, von Clerval am Doubs an, macht ſich der ſtauende Einfluſs der Urgebirgsmaſſen der Vogeſen und des Schwarzwaldes bemerklich in den Weſt—Oſt ſtreichenden Faltenzügen, welche auf Schweizer Gebiet im Mont Terrible zu groſser Höhe anſteigen. Die von Südweſten heranziehenden Falten werden an dieſe weſtöſtlichen angedrückt und biegen ſich zum gröſsten Theil zur ſelben Richtung um. Hier gewinnt daher auf kurze Strecke der Jura faſt den Bau eines zuſammengepreſsten Faltengebirges;[3]) hier treffen wir ſüdnördlich verlaufende Querthäler (wie der Birs und der Zuflüſſe der Ergolz). Hier im Norden, auf den Randketten des Faltengegen den Tafeljura verliert die Hauptwaſſerſcheide ihren von einer zur anderen Falte überſpringenden Verlauf.

2. Einen dem Schweizer Jura, abgeſehen von ſeinem Nordende, ganz analogen Bau beſitzt die *Oſtcordillere von Columbia*, beſonders nördlich von Bogota.[4]) Auch hier ſind es ſelbſtſtändige Falten, von Süden nach Norden ſtreichend, mit dazwiſchen liegenden tektoniſchen Muldenthälern, die durch kurze Querthäler bald nach rechts, bald nach links entwäſſert werden; auch hier ein häufiges, unregelmäſsiges Ueberſpringen der Waſſerſcheide von einer Falte zur anderen.[5])

3. Das *Alleghany-Gebirge*[6]) nähert ſich dem Bau des Schweizer Jura, zeigt aber doch weſentliche Unterſchiede. Während im Jura viele kurze Falten einander in der Längs-

[1]) S. 32 ff. für unter Waſſer gebildete Gebirge und S. 66 allgemeiner abgeleitet.

[2]) Sueſs, Antlitz I., S. 149 ff.

[3]) Vergl. die Profile bei Moeſch, Beiträge IV und X.

[4]) Hettner, Verh. d. Geſ. f. Erdk. z. Berl. XII, 1885, S. 283.

[5]) Nach gef. mündlicher Mittheilung des Herrn Dr. Hettner.

[6]) Credner, Peterm. Mitt. 1871, S. 41 ff., mit geol. Karte. — Sueſs, Antlitz I, S. 713 ff.

richtung ablöſen, ſind die Alleghanies aus wenigeren aber ungemein langen Faltenzügen aufgebaut, die beträchtliche Aenderungen der Streichrichtung aufweiſen. Dazu kommen noch Längs-Brüche in gröſstem Maſsſtabe hinzu, welche den Alleghanies den Typus eines reinen Faltengebirges nehmen. Das für dieſes Gebirge ſo charakteriſtiſche Längsthal, das grosse Appalachiſche Thal, welches vom Lorenz-Strom bis zum Südende des Gebirges ohne Unterbrechung ſeine Mitte durchzieht, folgt ſtets der Zone der Unterſilurformation, welche ſich in ſteiler Stellung im Oſten an das Gneiſs- und Schiefergebirge der Blue-Ridge anlehnt, im Weſten die jüngeren paläozoiſchen Schichten unterteuft.[1]) Es iſt alſo ein iſoklinales Thal, das ſeine Vertiefung gegenüber den anderen Formationen jedenfalls der leichteren Zerſtörbarkeit des Unterſilur verdankt. Die Abfluſsverhältniſſe weichen in den Alleghanies von der typiſchen Erſcheinungsform des Jura ab. Am meiſten nähern ſie ſich ihr noch im ſüdlichen Theil, wo die Falten von Südweſt nach Nordoſt ſtreichen. Hier finden wir die Flüſſe in lang gedehnten Muldenthälern dahinflieſsen, um dann in kurzen Querſchluchten zu einer anderen Mulde oder in die Ebene hinauszubrechen; am Südende, wo die Falten divergiren, treten auch die Flüſſe fächerförmig auseinander. Die höchſte und aus den älteſten Geſteinen zuſammengeſetzte Kette iſt die öſtlichſte, die Blue Ridge; ſie trägt die Waſſerſcheide zwiſchen dem Atlantiſchen Ocean und dem Miſſiſſippi; das groſse Längsthal im Weſten derſelben iſt alſo dem Miſſiſſippi tributär. Es herrſchen hier alſo Verhältniſſe, wie wir ſie annähernd auch nach den Lagerungsverhältniſſen konſtruiren würden: Die Flüſſe flieſsen von den höheren Theilen zu den tieferen hinab. — Dies ändert ſich in 37° Br. Hier ſpringt die Waſſerſcheide auf eine weſtlichere niedrigere (devoniſche) Kette hinüber. Die von ihr öſtlich gerichteten Flüſſe kreuzen nun das groſse Thal und durchbrechen die kryſtalliniſche Blue Ridge in Engpäſſen. Von einer Kette zur anderen überſpringend tritt die Waſſerſcheide endlich in $40^1/_2{}^0$ Br. ganz nach Weſten aus dem Gebirge hinaus und zieht ſich über die flachen Plateaus von Pennſylvania und New-York mit unſtetem Verlauf. Hier finden wir ſchon ganz die Flachheit, Gewundenheit und Veränderlichkeit der Waſſerſcheide, wie ſie den ſeenreichen arktiſchen Platten in beiden Kontinenten eigen ſind. Die Falten der Alleghanies ſtreichen in dieſem Theil zwiſchen den Quellen des weſtlichen Susquehanna und dem Hudſon von Weſtſüdweſt nach Oſtnordoſt; die Flüſſe durchkreuzen ſie in groſser Zahl in rechten Winkeln: Querthäler ſind hier durchaus vorherrſchend. Ein neuer Wechſel

[1]) Credner, Peterm. 1871, S. 43.

vollzieht ſich am Hudſon. Oeſtlich dieſes Fluſſes herrſcht nord-ſüdliches Streichen; die Falten heben ſich im Norden allmählich aus der arktiſchen Platte heraus und verflachen ſich wieder nach Süden, wo ſie von der Küſte von Connecticut abgeſchnitten werden; dieſe Falten ſchlieſsen meridionale Längsthäler ein, deren gröſstes das Hudſon-Thal, das Endſtück des appalachiſchen Thalzuges iſt, welche Längsthäler von ebenfalls meridional, nach Norden und nach Süden gerichteten Flüſſen entwäſſert werden. Nur der Hudſon hat vor ſeiner Mündung noch eine archäiſche Kette zu durchbrechen, da dort ſchon die Umbiegung in Südweſt-Streichen beginnt. So finden wir auch hier wieder einen naturgemäſsen Verlauf der Waſſerſcheide. Woher kommt es nun, daſs die Alleghanies auf jener mittleren Strecke von zahlreichen Flüſſen durchbrochen werden, die kontinentale Waſſerſcheide das Gebirge ganz verläſst? Es iſt das ein ſehr ſchwieriges Problem. Der Erklärung durch Rückwärtsverſchiebung der Waſſerſcheide durch einſeitige Eroſion ſtehen auch hier die ſchon oft bei niedrigen Gebirgen erwähnten mechaniſchen Schwierigkeiten im Wege. Aber auch die Powell-Tietze'ſche Erklärungsweiſe iſt hier nicht anwendbar wegen des groſsen Alters des durchbrochenen Gebirges, wie Löwl[1]) treffend nachgewieſen hat.

4. *Tien-shan und Altai.* Solche Gebirge, deren Falten in einem beträchtlichen Winkel zu der Längsausdehnung des ganzen Syſtems ſtreichen, ſind auf der Erde weit verbreitet. Natürlicher Weiſe laſſen ſie ſich von den zuerſt beſprochenen Gebirgen nicht ſcharf trennen, denn es finden zwiſchen beiden Typen Uebergänge ſtatt. Ja ſehr häufig kommt es vor, daſs in einem und demſelben Gebirgsſyſtem die Falten eine Drehung machen, während die Längserſtreckung dieſelbe bleibt oder umgekehrt, ſodaſs ein Gebirge beide Typen umfaſst. Immer iſt ein ſolcher Gegenſatz zwiſchen tektoniſcher und orographiſcher Streichrichtung für die Abfluſsrichtungen von hoher Bedeutung. Betrachten wir z. B. die Gebirge, welche das Tarimbecken und die Mongolei im Norden abſchlieſsen, den Tien-shan und den Altai. Man könnte zweifelhaft ſein, ob man den Tien-shan zu dem Typus der lockeren Faltengebirge rechnen darf; nach Muſchketow[2]) beſitzt jede einzelne Kette nach Art der Alpen eine ausgeſprochene konkave Innenſeite im Norden mit Maſſengeſteinen und eine konvexe Auſsenſeite im Süden mit jüngeren Falten. Aber die Konvexität iſt ſehr ſchwach und wenn auch jede einzelne Kette wohl aus zuſammengefügten Falten beſteht, ſo umfaſst doch das Gebirgsganze eine ganze Anzahl ſolcher

[1]) Thalbildung, S. 94 ff.
[2]) Sueſs, Antlitz I, S. 598 ff.

Ketten, die von einander unabhängig und durch zum Theil sehr breite Längsmulden getrennt sind, und zu einem Ganzen nur verbunden werden durch die gemeinsame Streichrichtung. Diese ist von Westsüdwest nach Ostnordost; aber sowohl die Nord- als die Südseite des Gebirges sind durch im Mittel Südwest—Nordost gerichtete Grenzlinien abgeschnitten, an denen die einzelnen Ketten eine hinter der anderen zum Abbruch kommen. Dadurch erhalten auch die gröfseren Längsthäler ganz andere Verhältnisse. Während sie im Jura meist rings geschlossene Mulden sind, die von der Ebene durch die begleitenden Sättel völlig getrennt werden, öffnen sich hier wenigstens die gröfsten Längsmulden direkt in die Ebene, sei es die nördliche oder südliche, die in breiten Buchten zwischen die sich öffnenden Ketten eingreifen. Obwohl also in beiden Gebirgen Längsthäler vorwalten, besteht doch die Verschiedenheit, dafs im Jura die Flüsse sich fast regellos aus einem Becken in das andere werfen, während sie im Tien-shan, einmal in ein gröfseres Längsthal gerathen, von diesem mit Entschiedenheit der einen oder anderen Seite zugeführt werden. Hier tritt daher an Stelle des regellosen Ueberspringens der Hauptwasserscheide, z. B. von einem nördlichen Kamme zu einem südlichen, dann wieder von diesem auf einen nördlichen, ein regelrechtes Fortschreiten von einem Kamme zum anderen in bestimmter Richtung, welche annähernd parallel läuft den äufseren Grenzlinien des Gebirges. Wir finden so durch den ganzen Tien-shan hindurch die Hauptwasserscheide, welche die Zuflüsse der turkestanischen und sibirischen Tiefländer von denen der innerasiatischen Steppen scheidet, in der Richtung von Südwest nach Nordost stets von einem südlicheren zu einem nördlicheren Kamm übergehen; ein Wechsel von einem nördlicheren zu einem südlicheren Kamm scheint dagegen fast gar nicht oder nur ganz lokal vorzukommen. So durchschneidet die Hauptwasserscheide das ganze Faltensystem mit zwar im Einzelnen gebrochener, aber im Mittel ziemlich konstanter Richtung, und zwar in einem Winkel von etwa 15—20° zu der Richtung der Falten, von der Pamir bis zu den Quellen des Ili. Dann weicht sie weit nach Nordwesten zurück zum Siebenstrom-Alatau. Von hier nach Nordosten bis zum Baikalsee nehmen die Ketten ihren Verlauf mehr nach Südosten. Hier wird also der Gegensatz zwischen der Richtung des Ganzen (West—Ost) und der einzelnen Elemente (Nordwest—Südost) ein noch stärkerer. Dabei treten die letzteren viel weiter auseinander, sodafs zwischen ihnen die Hochsteppen des Innern sich in mehreren breiten Pforten gegen das sibirische Tiefland öffnen. Auch hier zieht die Hauptwasserscheide zwischen den nördlichen Strömen und den südlichen Steppenflüssen von Westsüdwest—Ostnordost mit mehreren

Biegungen. Hier tritt uns das Schwankende im Begriff der Hauptwaſſerſcheide (ſ. einleitende Bemerkungen) deutlich entgegen. Betrachten wir eine einzelne dieſer Ketten für ſich, ſo trägt ſie eine regelrecht mit dem Kamme verlaufende Hauptwaſſerſcheide, welche den ſüdweſtlichen von dem nordöſtlichen Abfall trennt. Aber in den groſsen Mulden zu beiden Seiten theilen ſich die Gewäſſer in nordweſtlich und ſüdöſtlich gerichtete; wenn wir daher das Gebirgsſyſtem als Ganzes in Beziehung mit ſeinen Nachbargebieten betrachten, ſo verſchwinden uns jene konkordant verlaufenden Hauptwaſſerſcheiden der einzelnen Ketten gegen eine groſse Hauptlinie, welche die Ketten quer durchſchneidet.

5. *Randgebirge der Hochländer. Himalaya u. a.* Wenn wir die hydrographiſchen Verhältniſſe eines rings von Faltengebirgen umwallten Plateaulandes a priori konſtruiren wollten, ſo würden wir im Innern dieſes Plateaus entweder ein abfluſsloſes Gebiet bei trockenem Klima vorausſetzen, oder einen Binnenſee, der über den niedrigſten Theil des Randes abflieſst. Vielleicht würde dieſer Abfluſs durch ſein Einſchneiden ſchon den ganzen See abgezogen haben. Jedenfalls würden wir ein centrales und peripheriſches Fluſsgebiet von einander durch eine Waſſerſcheide trennen, welche den höchſten Kämmen der Randgebirge folgte.

Dies ſind nun aber durchaus nicht die Verhältniſſe, wie wir ſie in der That auf den mit Randgebirgen verſehenen Plateaus antreffen. Da ſehen wir entweder die Waſſerſcheide zwiſchen centralem und peripheriſchem Gebiet, anſtatt auf den Randgebirgen, weit im Innern der Hochflächen, oder zuweilen fehlt das centrale Syſtem ganz und das Innere wird auch von peripheriſchen Flüſſen entwäſſert, die nach allen Seiten durch die Randgebirge durchbrechen. Dieſe Geſtaltung läſst zwei Möglichkeiten zu: entweder iſt die Waſſerſcheide von jeher im Innern des Plateaus geweſen und hat ſich dort trotz des Aufſteigens der Randgebirge erhalten; oder ſie iſt urſprünglich auf den Randgebirgen angelegt und dann durch einſeitige Eroſion in das Innere hinein verſchoben worden.

Die Erſcheinung iſt in gröſstem Maſsſtabe in den Aſiatiſchen Hochländern entwickelt, von Tibet bis Kleinaſien. In Tibet wird das nördliche Randgebirge, der Kwenlun, von mehreren Flüſſen durchbrochen, z. B. den Flüſſen von Jarkand und Khotan. Das ſüdliche Randgebirge, der Himalaya, trägt, obwohl es das gröſste Gebirge der Erde iſt, keine Hauptwaſſerſcheide. Wir haben hier zwei Abfluſsſyſteme zu unterſcheiden. Das ſüdliche beſteht aus Gewäſſern, welche in gröſserer Zahl ſelbſtſtändig die indiſche Ebene erreichen. Im öſtlichen Himalaya ſtrömen ſie vorwiegend in Querthälern, während ſie im weſtlichen Theil

des Gebirges gröfsere Längsthäler bilden, die durch kurze Querdurchbrüche verbunden werden. Auf der Nordſeite dagegen entwickeln ſich einige groſse Längsthäler, in denen ſich die Gewäſſer zu wenigen groſsen Flüſſen ſammeln, die nach langem dem Gebirge parallelen Lauf auch nach Süden durchbrechen (Brahmaputra, Indus, Setledj). So fällt die Hauptwaſſerſcheide zwiſchen den indiſchen Flüſſen und dem tibetiſchen abfluſsloſen Gebiet ganz auſserhalb des eigentlichen Himalaya auf das tibetiſche Hochland, wo ſie ſehr unregelmäſsig verläuft. Aber auch die nächſt wichtigſte Waſſerſcheide, diejenige zwiſchen den ſüdlich gerichteten Flüſſen und den groſsen Längsthälern des Nordens, folgt durchaus nicht den höchſten Erhebungen des Gebirges. Auch im Himalaya treten die Gneiſszonen, wie in den Alpen, in Form einzelner lang geſtreckter, von Schiefern und anderen Sedimentgeſteinen umhüllter Maſſive auf, die ſich parallel dem Streichen des Gebirges anordnen.[1]) Dieſe Gneiſszonen bilden in der Regel die höchſten Erhebungen. Beſonders iſt es die Gneiſszone, welche Auſten als eigentliche Himalaya-Kette bezeichnet,[2]) die ſich durch die höchſten Gipfel auszeichnet. Aber faſt durchwegs finden wir die höchſte Gipfelreihe von Querthälern durchbrochen, die Waſſerſcheide nördlich von ihr auf niedrigeren Gebirgstheilen, beſonders im öſtlichen Himalaya, wo die Querthäler vorherrſchen. Hier im Himalaya vereinigen ſich aber auch alle Umſtände, welche eine Verſchiebung der Waſſerſcheide durch ſtärkere Eroſion der einen Seite möglich machen. Ein ſtarker Niveauunterſchied zwiſchen der Eroſionsbaſis der einen und der anderen Seite, eine verſchieden ſteile Abdachung, ein groſser Unterſchied in den Niederſchlagsmengen, alles dies bewirkt eine groſse Verſtärkung der Eroſionskräfte auf der Südſeite gegenüber der Nordſeite; die hierdurch bewirkte Verſchiebung der Waſſerſcheide wird hier und da noch durch petrographiſche Verhältniſſe begünſtigt.[3]) So erklärt ſich auf dieſe Weiſe wohl am einfachſten der Umſtand, daſs die ſüdlichen Querthäler ihre Waſſerſcheide über den höchſten Kamm nach Norden hinaus verſchoben haben. Wir erkennen aber auch aus dem Verhältniſs dieſer Thäler der Südſeite zu den jüngſten noch mit gefalteten Ablagerungen am Rande des Gebirges, daſs ſie älter ſind als dieſe,[4]) daſs ſie ſchon in der mittleren Tertiärzeit im Weſentlichen die heutige Lage inne hatten. Dieſe Thäler haben alſo die groſsen Störungen der mittleren und jüngeren Tertiärzeit, welche dem Himalaya erſt

[1]) Sueſs, Antlitz I, S. 578, u. Karte Taf. IV.

[2]) Auf ſeiner Karte Proceed. R. G. S. VI, 1884, p. 112 mit Nr. IV bezeichnet.

[3]) Auſten, Proceed. V, p. 85.

[4]) Medlicott and Blanford, p. 541, 551.

ſeine heutige Geſtaltung gaben, überwunden und dabei zugleich ihre Waſſerſcheide zu verſchieben vermocht. Es iſt dies ein neuer Beweis, daſs beide Vorgänge, (die des Rückwärtsſchneidens und des Einſchneidens in auftauchende Gebirge,) durchaus nicht in ſolchem Gegenſatze ſtehen, wie er in der Polemik zwiſchen Löwl und Tietze zum Ausdruck kam. Wir müſſen annehmen, daſs beim erſten Entſtehen eines Faltengebirges ſich ſchon Querthäler herausbilden, die während und durch das höhere Aufſteigen deſſelben bereits den Impuls zur Verlegung ihrer Waſſerſcheide empfangen, wenn dieſer überhaupt vorhanden iſt, da ſich ſchon bei dem Aufſteigen des Gebirges allmählich der Gegenſatz beider Seiten herausbilden muſs. Zugleich aber müſſen ſich dieſe Querthäler gegen die neu angegliederten Falten am Aufsenrande des Gebirges behaupten können. Wenn ſie dies nicht vermögen, werden ſie in Längsthäler umgewandelt, welche ſich durch Querthäler nach aufsen entwäſſern (wie im weſtlichen Himalaya), oder ganz vom Aufsenrande des Gebirges abgeſchnitten.

Schwieriger noch iſt die Frage, ob die wichtigſte Hauptwaſſerſcheide in Tibet, die zwiſchen den Steppenflüſſen und dem indiſchen Abfluſsſyſtem, ebenfalls früher auf dem höchſten Himalaya-Kamm lag und ihre jetzige Stelle dadurch erlangt hat, daſs die ſüdlichen Flüſſe die früher central entwäſſerten Längsthäler des Nordens anzapften — oder ob ſie von jeher ihren heutigen Verlauf gehabt hat und die Flüſſe Indus, Brahmaputra und Setledj älter ſind als der Himalaya. Daſs eine ſeitliche Anzapfung von der Tiefebene her bei den orographiſchen und klimatiſchen Verhältniſſen des Himalaya möglich iſt, wurde ſchon erwähnt; wenn wir ſie aber als Urſache der heutigen eigenthümlichen Hydrographie annehmen, ſo bleibt die Frage zu beantworten: wohin floſſen denn jene Längsthäler ab, ehe ſie von der rückſchreitenden Eroſion erreicht wurden? Bei dem groſsen nördlichen Längsthal der Oſtalpen iſt es ja gelungen, ſeinen ehemaligen Abfluſs nach Oſten durch das Murthal in das pannoniſche Tiefland mindeſtens ſehr wahrſcheinlich zu machen.[1]) Aber für Indus und Setledj würde wohl ein früherer Verlauf nach Nordweſten über die jetzige Durchbruchsſtelle des Indus hinaus kaum denkbar ſein, wenn wir das heutige Relief als gegeben annehmen. Denn hier thürmen ſich ja die gewaltigen Gebirgsmaſſen des Hindukuh und der Pamir mit Südweſt-Nordoſt-Streichrichtung auf. Wir ſtehen da bei Annahme einer ſekundären ſeitlichen Anzapfung dieſer Längsthäler vor einem noch ungelöſten Räthſel. Für die Annahme dagegen, daſs die

[1]) Löwl, Peterm. 1882. — Thalbildung S. 102. — Allerdings bezweifelt von Penck in den Mittheil. des deutſch-öſterr. Alpenver. 1885, S. 85.

in Rede ſtehenden Fluſsläufe älter ſind, als die heutigen Reliefverhältniſſe — eine Annahme, welche jene Schwierigkeit vermeiden würde — ſprechen verſchiedene Umſtände. Zunächſt, daſs der Himalaya unter den groſsen Gebirgen des tibetiſchen Hochlandes das zuletzt angefügte Glied iſt, daſs er ſich höchſt wahrſcheinlich bei ſeiner Auffaltung an ein im Norden bereits ſeit der Rhätiſchen Periode beſtehendes hohes Feſtland anlehnte [1]) und daher im Stande war, deſſen Flüſſe in ſich aufzunehmen; daſs ferner das Längsthal des Indus ſelbſt durchaus nicht der heutigen Tektonik entſpricht. In Ladak folgt es zwar einer eocänen Mulde, aber oberhalb und unterhalb derſelben durchſetzt es daſs Gneiſsmaſſiv von Ladak, das erſte Mal in nordſüdlicher, das zweite Mal umgekehrt in ſüdnördlicher Richtung. [2])

Am wahrſcheinlichſten iſt wohl, daſs wir im Himalaya Fluſsſyſteme von hohem Alter vor uns haben, welche von den gewaltigen Bewegungen der Erdkruſte in der jungtertiären Zeit mannigfach verändert und zur Anpaſſung an dieſelben gebracht, dazu noch durch nachträgliche ſeitliche Eroſion von Hinduſtan aus an vielen Stellen abgelenkt wurden, die aber dennoch einige groſse Züge der Anordnung von Alters her durch alle dieſe Wechſelfälle hindurch bis heute erhalten haben. Nach v. Richthofen hat auch epigenetiſche Thalbildung im Himalaya wahrſcheinlich eine groſse Rolle geſpielt. [3])

Ganz ähnliche Erſcheinungen wie Tibet zeigt das *Iraniſche Hochland*. Bekannt ſind die Durchbrüche des Herirud, des Gjurgen und des Kyſyl-Uſen durch die nördlichen Randgebirge. Von dem Alburs-Gebirge, das der letztgenannte Fluſs durchſetzt, ſagt Tietze: [4]) „Der Alburs beſteht aus Reihen unter einander mehr oder minder paralleler Ketten, welche ſich in ihrer Bedeutung als Waſſerſcheiden oder höchſte Kammerhebungen ablöſen, bisweilen jedoch unter einander durch Querjoche verbunden erſcheinen. Dieſe Querjöcher ſind als Waſſerſcheiden einzelner Fluſsſyſteme oft von Wichtigkeit ... Die Waſſerläufe des Gebirges folgen in der Regel anfangs den zwiſchen den Parallelketten ſich erſtreckenden Längsthälern, um dann in oft engen, wilden Querthälern das Gebirge zu durchſchneiden.“ Der Kyſyl-Uſen, welcher das ganze Gebirge durchſetzt, ſoll nach Tietze älter ſein als der Alburs. — Auch in dem ſüdweſtlichen Randgebirge Irans, den Zagrosketten, finden wir locker geſtellte Falten, [5]) auch hier jenen charakteriſtiſchen Wechſel der Flüſſe zwiſchen Längsthälern und kurzen Querſchluchten.

[1]) v. Richthofen, China I, S. 245.
[2]) Auſten, Proceed. V, p. 615.
[3]) Führer, S. 175.
[4]) Jahrb. k. k. Reichsanſt. 1877, S. 377.
[5]) Vergl. Karte u. Profile in Loftus, Quart. Journ. XI. p. 247.

Aber ein grofser Unterfchied fällt hier auf. Die innerfte Kette am Rande des Plateaus ift eine lang hingeftreckte kryftallinifche Zone, die zugleich die höchfte Erhebung befitzt; diefer bleibt die Waffcrfcheide mit einigen ganz lokalen Abweichungen treu. Der Südweftrand von Iran entfpricht alfo der idealen Konftruktion, er zeigt nicht jene fonft den Plateaurandgebirgen eigenthümliche Erfcheinung, dafs fie von Flüffen der Hochebene durchfetzt werden.

In defto höherem Grade zeigen letztere wiederum die Randgebirge Kleinafiens. Sowohl die nördlichen als die füdlichen werden von zahlreichen Flüffen durchbrochen, von denen einige fo weit in das Plateau hinaufgreifen, dafs für das centrale abflufslofe Gebiet nur verhältnifsmäfsig geringe Flächen übrig bleiben. — Noch viele Hochländer liefsen fich aufzählen, in denen die Randgebirge keine Hauptwaffcrfcheiden bilden; es fei hier nur noch an die Hochebenen der Schotts im Atlas, der Abbruzzen im Apennin; des Turnagain-, Peace-, Frafers- und Columbia-River in den nördlichen Rocky Mountains; an das Plateau von Mexiko, foweit es überhaupt randliche Faltengebirge befitzt; an die Hochländer von Bolivien (befonders die Gebirge von la Paz) u. f. w. erinnert.

Die Urfache der allgemeinen Verbreitung diefer Erfcheinung ift die, dafs fich bei faft allen umwallten Plateaus jene Faktoren, theils alle zufammen, theils nur einzelne, wiederholen, welche die Durchbrechung der Randgebirge begünftigen. Diefe Faktoren find theils hiftorifch-geologifche: dafs fehr häufig das Plateau älter ift, als die Randgebirge wenigftens einer Seite; theils folche, welche eine ungleiche Erofion auf beiden Seiten der Randgebirge hervorrufen: fteileres Gefälle, tiefere Erofionsbafis, feuchteres Klima auf der Aufsenfeite der Randgebirge.

6. *Alpen.* Der letzte zu behandelnde Typus der Faltengebirge, als deffen Mufterbeifpiel unfere Alpen dienen können, umfafst diejenigen Gebirge, welche fich aus einer äufseren, räumlich überwiegenden Falten- und einer inneren Bruchzone zufammenfetzen. Sie find meift konvex gekrümmt, fodafs die beiden Hauptabflufsfyfteme, das der äufseren und das der inneren Seite, fchon dadurch eine grofse Verfchiedenheit erhalten: während die Innenfeite ihre fämmtlichen Gewäffer einer Hauptrinne zufliefsen läfst, welche die tiefffte Linie des Senkungsfeldes einnimmt, vertheilen fich die nach aufsen gerichteten Ströme ftrahlenförmig über das Vorland, von einander unabhängige Stromfyfteme bildend, die ganz verfchiedenen Meeren zugehen können. Das zeigt fich vor allem an den Alpen, wo Rhône, Rhein und Donau zu weit getrennten Meeren fliefsen, während die Innenfeite allein dem Adriatifchen Meere tributär ift, ja man kann fagen, nur dem einen Flufsfyftem des Po; denn die

Etſch und die venetianiſchen Küſtenflüſſe werden an der Vereinigung mit dem Hauptſtrome nur durch den mehr zufälligen Umſtand der Meeresbedeckung des ſeichten Golfs von Venedig gehindert. Durch das Divergiren der äuſseren Abflüſſe zu verſchiedenen Meeren kommt es, daſs trotz der Länge und Höhe der alpinen Gebirge doch die kontinentale Hauptwaſſerſcheide, welche die Gebiete der Meere trennt, ſie eher vermeidet als aufſucht. So folgt den Alpen die Grenzlinie der Gebiete der nordeuropäiſchen Meere und des Mittelmeeres nur auf der Strecke vom Genfer See bis zu den Allgäuer Alpen (etwas mehr als $^1/_4$ der ganzen Länge des Gebirges), den Karpathen von den Beskiden bis zu den Quellen des San ($^1/_3$ der Länge). Trotzdem müſſen wir, wenn wir das Gebirge als ſolches und ſeinen Einfluſs auf die Waſſervertheilung ins Auge faſſen, die äuſseren Flüſſe als ein einheitliches Abfluſsſyſtem den inneren Flüſſen entgegenſtellen und ſomit eine Hauptwaſſerſcheide auf der Grenzlinie dieſer beiden Abfluſsſyſteme ziehen. Wohin ſich die Flüſſe nach ihrem Austritt aus dem Gebirge wenden, das ſteht ja mit dem Gebirge ſelbſt in keinem oder nur mittelbarem urſächlichen Zuſammenhang. Dieſe Hauptwaſſerſcheide des Gebirges braucht daher mit der kontinentalen Hauptwaſſerſcheide auch auf den Strecken, wo letztere dem betreffenden Gebirge folgt, nicht zuſammen zu fallen. So zieht z. B. die kontinentale Waſſerſcheide über die Berner Alpen und über die Silvretta-Gruppe, die Hauptwaſſerſcheide der Alpen dagegen über die Walliſer Alpen bez. die Gebirge der rechten Innſeite.

Betrachten wir nun den Verlauf der Hauptwaſſerſcheide in den Alpen. Die höchſten und jedenfalls auch älteſten Erhebungen bilden die Maſſive der kryſtalliniſchen Centralzone. Dieſer Zone iſt die Waſſerſcheide treu, ſie geht weder auf die nördlichen gefalteten Sedimentgeſteine noch auf die ſüdlichen gebrochenen Schollen über. Wo mehrere Maſſive einander parallel laufen, liegt die Waſſerſcheide auf demjenigen, welches ſich, ſei es an Höhe, ſei es an weiter Erſtreckung, auszeichnet. Dabei werden entſchieden diejenigen Maſſive bevorzugt, welche der inneren Bruchzone am nächſten liegen, obwohl der Abhang nach dieſer hin viel ſteiler iſt als der nach auſsen, ein Beweis, daſs dieſer Verlauf der Hauptwaſſerſcheide der urſprüngliche und nicht durch ſpätere Verſchiebung weſentlich verändert iſt. So folgt ſie dem Maſſiv der Meeralpen, dann dem der Cottiſchen Alpen, während das weſtlicher gelegene Maſſiv, das ſich vom Mont Pelvoux bis zur oberen Iſère erſtreckt, ganz dem äuſseren Fluſsſyſtem angehört. In den Grajiſchen Alpen geht die Waſſerſcheide allerdings auf das nach auſsen vortretende Mont Blanc-Maſſiv über, jedoch noch ehe daſſelbe ſein Ende erreicht, zieht ſie ſich wieder nach der Innenſeite

zurück, auf das Monte Roſa-Maſſiv. Dieſem inneren Zuge von Maſſiven bleibt ſie treu bis zur Bernina. Von hier aber wendet ſie ſich in groſsem Bogen nach Norden, das in den venetianiſchen Alpen ſo weit nach Norden eingreifende Bruchland umgehend. Auf ihrem Wege vom Bernina- zum Oetzthaler-Maſſiv hat ſie die eingeſunkene Scholle des Ofener Kalkgebirges zu paſſiren, wo ſie in wechſelvollem Zickzackverlauf von einem Kamm zum anderen überſpringt, mehrere Thalwaſſerſcheiden überſchreitend. Vom Oetzthaler-Maſſiv iſt ihr der Weg weiterhin durch das hier allein und deſto gewaltiger entwickelte Tauern-Maſſiv vorgeſchrieben. Doch hier verliert ſie bald ihre einheitliche Bedeutung und löſt ſich in zwei gleichberechtigte Zweige auf. Es tritt hier nämlich ein ganz anderer Typus des Verlaufs der Thäler auf. In den Weſt- und Mittelalpen ſteigen auf der Innenſeite faſt durchgängig kurze Querthäler nach der oberitalieniſchen Tiefebene hinab. Auf der Aufsenſeite ſchlieſst ſich an die Hauptwaſſerſcheide zunächſt eine Zone von Längsthälern an, welche zwiſchen den Maſſiven der Hauptwaſſerſcheiden und den nach aufsen vorliegenden Maſſiven, die nur ausnahmsweiſe durchbrochen, meiſt umfloſſen werden, verlaufen (Rhône, Rhein, Inn oberhalb Landeck). Erſt auf der Aufsenſeite dieſer äufseren Maſſive und in der ſich daran ſchlieſsenden gefalteten Kalkzone herrſchen wieder durchaus Querthäler vor. So werden auch die zwiſchenmaſſiviſchen Längsthäler durch Querthäler nach aufsen entwäſſert. Anders in den Oſtalpen. Hier ziehen ſich lang gedehnte Längsthäler beiläufig auf der Grenze zwiſchen den Centralmaſſiven und den Kalkgebirgen beider Seiten hin; ſie ſind durchaus von den zwiſchenmaſſiviſchen Längsthälern der Schweiz zu unterſcheiden; ſie fehlen dort vollſtändig, und in den Weſtalpen ſind nur das Thal der Iſère von Albertville bis Grenoble und dasjenige des Drac vergleichbare Bildungen. Zugleich treten auch innerhalb der Kalkalpen die Längsthäler mehr in den Vordergrund und in dem Tauern-Maſſiv ſelbſt entwickeln ſich einige Längsthäler (Mur u. a.). Das nördliche Grenzlängsthal iſt allerdings jetzt in drei nach aufsen entwäſſerte Abſchnitte zerlegt (Inn, Salzach, Enns), aber ehemals floſs ein Strom durch alle drei und das Murthal nach Oſten in die Bucht von Gratz ab. Das ſüdliche Grenzthal iſt dagegen noch heute unverſehrt (Drau). Es ſchiebt ſich alſo gegen das Oſtende der Alpen ein öſtlich in der Längsrichtung verlaufendes Entwäſſerungsſyſtem keilförmig zwiſchen das nördliche (äufsere) und ſüdliche (innere) Abfluſsſyſtem ein. Daſſelbe umfaſst weſentlich die kryſtalliniſche Centralzone und dehnte ſich früher viel weiter nach Weſten aus (bis zu den Quellen des Inn). Die Urſachen dieſer groſsen Längsthäler der Oſtalpen ſind noch unbekannt. Möglicherweiſe ſtehen ſie mit dem fächerförmigen Auseinander-

treten der Alpenzüge nach Oſten hin und der damit verbundenen geringeren Intenſität der Faltung und Ueberſchiebung in Zuſammenhang. Dieſem Einſchieben des öſtlichen Entwäſſerungsſyſtems entſprechend trennt ſich die Hauptwaſſerſcheide der Alpen an der Dreiherrnſpitze in zwei Linien; die ſüdliche geht hinüber an den Rand der ſüdlichen Bruchzone und dieſem annähernd folgend bis auf die Nordweſt-ſtreichenden dinariſchen Züge Krains, die nördliche folgt dem Centralmaſſiv der Tauern und geht am Hochſchwab in die nördliche Faltenzone über, um ſchlieſslich im Wiener Wald am Donaudurchbruch zu enden.

Mit Ausnahme dieſes öſtlichſten Theiles zieht ſich alſo die Hauptwaſſerſcheide der Alpen über die Maſſive der Centralzone, die höchſten und älteſten Auffaltungen, hin und zwar näher dem Südrande (an der Bruchzone) als dem Nordrande.

7. In den *Karpathen* geſtaltet ſich der Verlauf der Hauptwaſſerſcheide weſentlich anders, da hier die kryſtalliniſchen Maſſive nur noch in einzelnen Reſten erhalten ſind. Die Brüche der Innenſeite ſind viel weiter in das Gebirge vorgedrungen, als in den Alpen, und haben den gröſsten Theil der kryſtalliniſchen Centralzone zum Abſinken gebracht; an ihrer Stelle ſind in vielen Gegenden vulkaniſche Maſſen hervorgedrungen. — Beginnend am Donaudurchbruch bei Preſsburg folgt die Hauptwaſſerſcheide zunächſt dem Maſſiv der Kleinen Karpathen, das hier ohne meſozoiſche Faltungszone verläuft, um dann am Ende deſſelben in das nunmehr beginnende und ununterbrochen bis zur Südoſt-Ecke Siebenbürgens in groſsem Bogen verlaufende Sandſtein-Faltengebirge einzutreten. Dieſer Zone bleibt die Waſſerſcheide treu, vielfach von einer Falte zur anderen überſpringend, bis zu den Quellen der Arva; dann wendet ſie ſich ſcharf nach Süden um und zieht quer über das breite Alluvialbecken von Neumarkt, aus dem nach Weſten die Arva zum inneren Fluſsſyſtem, nach Oſten der Donajecz zum äuſseren Fluſsgebiet abflieſst, auf das ſüdlich deſſelben hoch aufragende, aber nur kurze kryſtalliniſche Maſſiv der Hohen Tatra. Aber ſie folgt dieſem nur 3 Meilen nach Oſten, dann ſetzt ſie ihren Weg nach Süden fort quer über das Liptauer Becken, aus dem wiederum die Waag nach Weſten zum inneren, der Poprad nach Oſten zum äuſseren Fluſsgebiet entweicht. Die Waſſerſcheide ſtrebt weiter nach Süden dem Gneiſsmaſſiv der Kralowa Hola zu, aber ſchon in den triaſſiſchen Vorhöhen deſſelben ſchwenkt ſie nach Oſten ab, um in nordöſtlicher Richtung in die Faltenzone zurückzukehren. Dieſer folgt ſie dann in ihrem Bogen weiter nach Südoſten, ohne durch die an ihrem Innenrande aufragenden vulkaniſchen Gebirge beirrt zu werden. Sie zieht natürlich auch über die in Siebenbürgen aus dem Sandſteingebirge auftauchenden Maſſive des Kuhhorns und von

Gyergyo hinweg. — Das Transſylvaniſche Waldgebirge endlich beſitzt ganz anderen Bau und andere Abflufsverhältniſſe; es iſt dies ein Gebirge mit ſchief zur Längsrichtung des Ganzen gerichteten Ketten, das von der Aluta durchbrochen wird.

Wir finden alſo in den Karpathen nur einen, gleichſam verunglückten Verſuch der Waſſerſcheide, von der äufseren Faltungszone auf die kryſtalliniſchen Maſſive überzugehen, und zwar dort, wo letztere noch in gröſserer Maſſe dem Abſinken entgangen ſind. Von den in dem kryſtalliniſchen Gebirge entſpringenden Flüſſen bricht allein der Donajecz mit ſeinen Nebenflüſſen nach aufsen durch, alle anderen wenden ſich, nachdem ſie eine Strecke weit in Längsthälern zwiſchen den Maſſiven gefloſſen ſind, dem inneren Senkungsfelde zu. Aber dieſer eine ſüdliche Vorſtofs der Waſſerſcheide giebt uns eine Handhabe zur Vergleichung der Karpathen mit den Alpen in Bezug auf die Waſſervertheilung beider Gebirge. Auch die Karpathen beſafsen jedenfalls ehemals eine bedeutend entwickelte kryſtalliniſche Centralzone, ähnlich wie die Alpen, von der aber jetzt nur noch verhältnifsmäfsig kümmerliche Reſte erhalten ſind. Wir können wohl als ſehr wahrſcheinlich annehmen, dafs die Anlage der Hauptwaſſerſcheide in den Karpathen gerade ſo wie in den Alpen auf den Centralmaſſiven, als den älteſten und höchſten Auffaltungen, ſtattfand; ſpäter erfolgte die Zerſtückelung und das Abſinken der Centralzone, für die das Aufſchütten der Vulkangebirge keinen Erſatz zu liefern vermochte. Dieſen groſsen Bewegungen der Erdrinde gegenüber vermochten ſich die meiſten Flüſſe der Centralzone nicht in ihren alten Bahnen zu behaupten, ſie wurden in das Innere des Senkungsfeldes hineingezogen; nur allein der Donajecz, der in den am wenigſten abgeſunkenen Theilen der Centralzone entſpringt, konnte ſich als ein nach aufsen gerichteter Fluſs erhalten.[1]) Auf dieſen Kampf gegen Dislokationen ſcheinen auch die groſsen Ausbiegungen hinzuweiſen, die der Donajecz und ſein Nebenfluſs Poprad in der den Maſſiven nächſten Zone des Faltengebirges machen. Dieſe Hypotheſe, wenn ſie durch weitere Beobachtungen unterſtützt würde, könnte die Analogie zwiſchen Alpen und Karpathen auch in Bezug auf die Abflufsverhältniſſe herſtellen.

D. Zusammenfassung.
Concordanz und Discordanz der Wasserscheiden.

Wir haben geſehen, welch' groſse Verſchiedenheiten der Verlauf der Waſſerſcheiden in den Faltengebirgen zeigt. Jene

[1]) Diese Hypothese findet eine Bestätigung in dem während des Druckes dieser Arbeit erschienenen Werke: Neumayr, Erdgeschichte, I, S. 439.

Typen, welche uns den Ausgangspunkt der Betrachtung boten, können eben nur dazu dienen die Ueberſicht zu erleichtern; ſtreng geſonderte Klaſſen ſind es nicht. Wenn man daher die Faltengebirge in Bezug auf ihre Entwäſſerung unter einen Geſichtspunkt zuſammenfaſſen wollte, ſo würde man groſsen Schwierigkeiten begegnen. Die Unterſcheidung von ſymmetriſch und aſſymmetriſch (einſeitig) entwäſſerten Gebirgen[1]) iſt deshalb nicht empfehlenswerth, weil eine wirkliche Symmetrie im Bau der Gebirge ſo gut wie gar nicht vorkommt. Wenn aber eine allgemeine Klaſſifikation der Erſcheinungen, welche der Verlauf der Waſſerſcheiden bietet, vorgenommen werden ſoll, ſo kann dieſe ſich, meiner Anſicht nach, nur auf das Verhältniſs zum inneren Bau der Erdrinde gründen.

Man könnte daher überhaupt — nicht bloſs bei Faltengebirgen — zwei Hauptgruppen von Waſſerſcheiden unterſcheiden: 1. ſolche, welche in annähernd völliger Abhängigkeit von dem heutigen Bau ihres Untergrundes ſtehen; dieſe könnte man als konkordante Waſſerſcheiden bezeichnen[2]); 2. ſolche, welche ſich nicht in Abhängigkeit von dem heutigen Bau des Landes befinden: diskordante Waſſerſcheiden. Dieſe Diskordanz kann hervorgebracht ſein dadurch, daſs ſich die Waſſerſcheiden aus Zeiten her erhalten haben, in denen die Tektonik eine andere war, oder dadurch, daſs durch Verſchiedenheit der Eroſionskräfte auf beiden Seiten der Waſſerſcheide eine Verſchiebung derſelben verurſacht wurde. Beide Vorgänge können aber zuſammenwirken, um die Diskordanz zu erzeugen, und haben dies auch, wie ich glaube, in vielen Fällen gethan. Denn man muſs ſtets beachten, wie ſchon Rütimeyer ſo trefflich hervorgehoben hat[3]), daſs die Abfluſsſyſteme ſchon während der erſten Anfänge eines Gebirges ſich herauszubilden beginnen und nun während der weiteren Entwickelung der Dislokationen mit dieſen zuſammen ihre fernere Ausbildung erfahren.

[1]) Krümmel, Ausland 1882, S. 30 ff.
[2]) „Normale W.“ nach v. Richthofen, Führer, S. 699.
[3]) Thal- u. Seebildung, an vielen Orten, z. B. S. 121.

Schlufs.

Es würde viel Verlockendes haben, die Phänomene der Waſſerſcheiden über die ganze Erde zu verfolgen. Aber abgeſehen davon, daſs dies den Rahmen dieſer Arbeit weit überſchreiten und eine gewaltige Beherrſchung des Quellenmaterials erheiſchen würde, ſtellen ſich einer ſolchen zuſammenfaſſenden Arbeit heute noch andere groſse Schwierigkeiten in den Weg. Noch allzu ſelten finden wir den aufnehmenden Geologen, ſowohl in civiliſirten Gegenden als in fremden Erdtheilen, ſeine Aufmerkſamkeit dem Zuſammenhang zwiſchen dem inneren Bau und beſonders der Entwickelungsgeſchichte ſeines Forſchungsgebietes und der Vertheilung der Abfluſsſyſteme zuwenden. Und doch würden die Probleme der Fluſsvertheilung am eheſten gelöſt werden können gerade im Zuſammenhange mit der Betrachtung der Tektonik und Geſchichte der Erdräume. Nur ſchwierig und unſicher kann der in einer Gegend nicht bewanderte aus der geologiſchen Literatur das herauskonſtruiren, was der Erforſcher derſelben Gegend vielleicht leicht zu löſen vermöchte, wenn er gleich im Felde oder bei der Bearbeitung dieſen Verhältniſſen, die ja auch für die Beurtheilung der Vergangenheit ſeines Gebietes von gröſster Bedeutung ſind, mehr Beachtung widmen würde. Deſshalb kann wohl für die Unvollkommenheit und Lückenhaftigkeit der hier angeführten Beiſpiele um Nachſicht gebeten werden. Wenn dieſe Ausführungen einige Anregung zu gröſserer Beachtung der Verhältniſſe der Waſſerſcheiden und Abfluſsrichtungen geben würden, hätten ſie ihren Zweck erreicht. Mehr als ein Verſuch beanſpruchen ſie nicht zu ſein!

Druck von Alexander Wiede in Leipzig.

Verlag von Duncker & Humblot in Leipzig.

Beobachtungen, wissenschaftliche, auf Reisen. Herausgegeb
vom Verein für Erdkunde zu Leipzig. Zwei Hefte. gr. 8°. 1883. à Heft 2
I. Heft: Anleitung zur Anstellung geographischer Ortsbestimmungen a
Reisen mit Hilfe des Sextanten und Prismenkreises von B. Peter.
Meteorologische Beobachtungen, ihre Wichtigkeit und Durchführung
wenig erforschten Gebieten von A. v. Danckelman. (85 S. mit ei
gedruckten Holzschnitten.)
II. Heft: Anleitung zu geographischen Arbeiten bei Forschungsreisen v
Clemens Denhardt. (90 S. m. eingedr. Holzschn. u. e. chromolith. Karte i. 4

Geistbeck, Dr. Alois, Die Seen der deutschen Alpen. Eine geographisc
Monographie. Mit 128 Figuren, geolog. und geograph. Profilen, Tiefe
schichtenkarten und Diagrammen. cartonnirt 10

Mittheilungen des Vereins für Erdkunde zu Leipzig. 1871—1885.
1871. (Vergriffen.)
1872: Nebst dem zwölften Jahresbericht des Vereins. 1873. 220 S. n
2 Steintafeln.) 4 M. 40
1873: Nebst dem dreizehnten Jahresbericht des Vereins. 1874. (II, 151
Mit 1 chromolith. Karte u. 1 Steintafel in qu.-Fol.) 3 M. 20
1874: Nebst dem vierzehnten Jahresbericht des Vereins. 1875. (II, 82
mit eingedruckten Holzschnitten.) 2
1875: Nebst dem fünfzehnten Jahresbericht des Vereins. 1876. (125
mit einem Portr. in Holzschn. u. eingedr. Holzschn.) 3 M. 20
1876: Nebst dem sechzehnten Jahresbericht des Vereins. 1877. (
141 S.) 2 M. 80
1877: Nebst dem siebzehnten Jahresbericht des Vereins. 1878. (40 u
50 S.) 1 M. 60
1878: Nebst dem achtzehnten Jahresbericht des Vereins. 1879. (103
mit einer Karte, Catalog der Vereinsbibliothek, IV, 50 S. und Statut
8 S.) 3 M. 20
1879: Nebst dem neunzehnten Jahresbericht des Vereins. 1880. (112
mit 4 chromolith. Karten und der Bibliotheksordnung.) 3
1880: Nebst dem zwanzigsten Jahresbericht des Vereins, einer Ansicht (
Holzschn.) zwei (lith.) Karten (in 8° und qu.-4°.), Abbildungen meteorolo
Instrumente (in den Text gedr. Holzschn.) und einem Nachtrag zu
Katalog der Vereinsbibliothek. 4
1881: Nebst dem einundzwanzigsten Jahresbericht des Vereins und dr
(chromolith.) Karten. 1882. (187 S.) 4
1882: Nebst dem zweiundzwanzigsten Jahresbericht des Vereins, eine
Porträt (von O. Delitsch) in Lichtdruck und drei (chromolith.) Karte
1883. (214 S.) 5
1883: 2 Abtheilungen m. vier (chromolith.) Karten. 1884. 6 M. 80
1884: Nebst dem vierundzwanzigsten Jahresbericht des Vereins. 188
(IV, 408 S. sowie einer Kartenskizze der Provinz Kan-suh und eine
Atlas: Die Seen der deutschen Alpen, I—VIII. Imper. Fol.) 14
1885: Nebst dem fünfundzwanzigsten Jahresbericht des Vereins. M
3 Karten. 10

Penck, Dr. Albrecht, Die Eiszeit in den Pyrenäen. Mit ein. Karte. 3

Druck von Alexander Wiede in Leipzig.

GB
906
P5

Philippson, Alfred
Studien über Wasserscheiden

PLEASE DO NOT REMOVE
CARDS OR SLIPS FROM THIS POCKET

UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY

UTL AT DOWNSVIEW
D RANGE BAY SHLF POS ITEM C
39 13 06 07 02 022 9